

第6回極域気水圏シンポジウム

プログラム・講演要旨

国立極地研究所図書室



000055863

1983年12月

国立極地研究所

557.5(¥9)
K¥

第6回極域気水圏シンポジウム プ ロ グ ラ ム

日 時 昭和58年

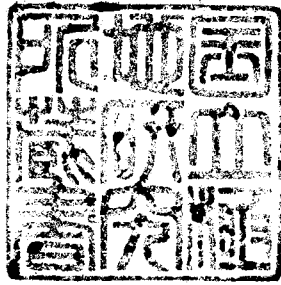
12月7日(水) 10:00~17:15

12月8日(木) 9:15~17:30

12月9日(金) 9:30~11:40

会 場 国立極地研究所講堂

主 催 国立極地研究所



50.300/
小 冊 子
13. 1. 23

日 程 表

12月7日(水)	12月8日(木)	12月9日(金)
10:00 所長挨拶	9:15 V. 氷床変動 (I) (5)	9:30 X. 境界層 (I) (4)
10:05 I. 大気組成・	石 田 完	安 達 隆 史
エアロゾル (8)	10:30	10:30
小 川 利 絃	-----休憩-----	-----休憩-----
12:05	10:45	10:40
	VI. 氷床変動 (II) (6)	XI. 境界層 (II) (4)
	東 晃	千 葉 修
	12:15	11:40
昼 食	昼 食	
13:00 II. 放射 (3)	13:00 VII. 堆雪 (I) (5)	
田 中 正 之	若 濱 五 郎	
13:45	14:15	
III. 海氷・海洋 (5)	-----休憩-----	
小 野 延 雄	14:25	
15:00	VIII. 堆雪 (II) (5)	
-----休憩-----	前 野 紀 一	
15:30	15:40	
IV. 気候変動・	-----休憩-----	
大気循環 (6)	16:00	
上 田 豊	IX. 雪結晶・測器 (6)	
17:00	菊 地 勝 弘	
	17:30	
17:30		
懇親会		
19:30		

一般講演 57編
(約15分)

12月7日(水)

挨拶 国立極地研究所長事務代理 楠 宏

I 大気組成・エアロゾル (10:05~12:05)
座 長 小 川 利 紘 (東大・理)

1. 昭和基地におけるオゾン特別観測について
忠 鉢 繁 (気象研)
2. 成層圏二酸化窒素大気球観測
小 川 利 紘 (東大・理)
岩 上 直 幹 (")
藤 井 良 一 (極地研)
菊 地 雅 寿 (明星電気)
3. 南極地域における大気中ハロカーボン濃度の精密測定 (第2報)
横 畑 彰 人 (東大・理)
卷 出 義 紘 (")
富 永 健 (")
4. 南極における大気微量成分濃度の測定
広 田 道 夫 (気象研)
忠 鉢 繁 (")
牧 野 行 雄 (")
村 松 久 史 (")
5. 赤外分光器による大気中微量成分の観測 (その2)
村 松 久 史 (気象研)
牧 野 行 雄 (")
広 田 道 夫 (")
佐々木 徹 (")
6. In-situ measurements of molecular form of stratospheric sulfate particles
小 野 晃 (名大・水圏研)
7. 自由対流圏エアロゾルの空間分布の観測
森 田 恭 弘 (名大・空電研)
高 木 増 美 (")
近 藤 豊 (")
8. 火山大噴火後の成層圏エアロゾル - 人工衛星データの解析
藤 原 玄 夫 (九大・理)
M. P. McCormick (L a R C)

----- 昼 食 ----- 12:05~13:00 -----

Ⅱ 放射 (13:00~13:45)
座 長 田 中 正 之 (東北大・理)

1. 1982年の各地の直達日射量の変動について(昭和基地を含む)

山 内 豊太郎 (気象庁・観測部)

志 村 英 洋 (")

松 原 広 司 (高層気象台)

廣 瀬 保 雄 (気象庁・観測部)

2. 長波長放射の観測及び計算からみた逆転層の影響とその年々変動

山 内 恭 (極地研)

3. AVHRR画像を使用した雲、海氷の抽出

田 中 信 也 (富士通)

山 内 恭 (極地研)

川 口 貞 男 (極地研)

Ⅲ 海氷・海洋 (13:45~15:00)
座 長 小 野 延 雄 (北大・低温研)

1. NOAA衛星MSUによる海氷縁識別の試み

瀬 尾 洋 一 (電通大)

山 内 恭 (極地研)

2. Lutzow-Holm 湾の海氷と昭和基地の気温

小 野 延 雄 (北大・低温研)

3. 南極Queen Maud-Enderby Land沖の海況

若 土 正 暁 (北大・低温研)

4. ウェッデル海東方海域の深層水について

本 井 達 夫 (北大・低温研)

小 野 延 雄 (")

5. インパルスレーダーによる海氷厚の測定

大 前 宏 和 (北大・低温研)

西 尾 文 彦 (極地研)

勝 島 尚 美 (北大・理)

石 川 正 雄 (北大・低温研)

高 橋 修 平 (北見工大)

----- 休 憩 ----- 15:00~15:30 -----

IV 気候変動・大気循環 (15:30~17:00)

座 長 上 田 豊 (山口大・教育)

1. 南極点高原における降水について

井 上 雅 之 (自然環境科学研究所)

大 竹 武 (アラスカ大・地物研)

2. みずほ高原からえたコアにおける酸素同位体垂直分布 (その1)

— 昭和基地の気温変動との関連性 —

加 藤 喜久雄 (名大・水圏研)

3. 中・高緯度における波の活動と極の温度

三 角 幸 夫 (京大・理)

4. 南半球の成層圏循環について

— 平均風と波動のふるまい —

塩 谷 雅 人 (京大・理)

廣 田 勇 (")

5. 南極域中層大気における内部重力波の生態

神 沢 博 (極地研)

6. 23次隊MAP観測の概要とVHFドップラーレーダによる流星観測の結果について

藤 井 良 一 (極地研)

五十嵐 喜 良 (電波研)

倉 谷 康 和 (")

小 川 忠 彦 (")

平 沢 威 男 (極地研)

----- 懇 親 会 ----- 17:30~19:30 -----

12月8日(木)

V 氷床変動(I) (9:15~10:30)

座長 石田 完 (北大・低温研)

1. 岩盤と氷との摩擦

対馬 勝年 (富山大・理)

2. 多波アイスレーダーにおける一解析方法についての検討

泉 達司 (北大・応電研)

星 山満雄 (")

西 辻昭 (")

和田 誠 (極地研)

前 晋爾 (")

楠 宏 (")

3. ラングホブデ北の氷河の流動と形態

西村 寛 (北大・低温研)

森脇 喜一 (極地研)

長尾 年恭 (地震研)

末田 達彦 (名大・農)

4. 南極氷床の形成過程と涵養条件の変遷についての予察

上田 豊 (山口大・教育)

5. 南極白瀬氷河流域氷床形態の計算機シミュレーション(その2)

東 晃 (北大・工)

長尾 正敏 (") (現在YHP)

森 由爾 (")

----- 休憩 ----- 10:30~10:45 -----

VI 氷床変動(II) (10:45~12:15)

座長 東 晃 (北大・工)

1. 白瀬氷河流域の流動特性

西尾 文彦 (極地研)

大前 宏和 (北大・低温研)

石川 正雄 (")

高橋 修平 (北見工大)

勝島 尚美 (北大・理)

2. 電波氷原測定と白瀬氷河流域の基盤地形

石川 正雄 (北大・低温研)

西尾 文彦 (極地研)

大前 宏和 (北大・低温研)

高橋 修平 (北見工大)

勝島 尚美 (北大・理)

3. 電磁波による氷床氷体の地域性

大	前	宏	和	(北大・低温研)
西	尾	文	彦	(極地研)
石	川	正	雄	(北大・低温研)
勝	島	尚	美	(北大・理)
高	橋	修	平	(北見工大)

4. 氷床氷体の電波の偏波特性について

西	尾	文	彦	(極地研)
大	前	宏	和	(北大・低温研)
石	川	正	雄	(")
勝	島	尚	美	(北大・理)
高	橋	修	平	(北見工大)

5. 裸氷原のdirt bandについて (I) —成因と起源—

西	尾	文	彦	(極地研)
大	前	宏	和	(北大・低温研)
石	川	正	雄	(")
高	橋	修	平	(北見工大)
勝	島	尚	美	(北大・理)

6. 裸氷原のdirt bandについて (II) —構成粒子と組成—

勝	島	尚	美	(北大・理)
西	尾	文	彦	(極地研)
大	前	宏	和	(北大・低温研)
石	川	正	雄	(")
高	橋	修	平	(北見工大)

----- 昼 食 ----- 12:15 ~ 13:00 -----

VII 堆雪 (I) (13:00 ~ 14:15)

座 長 若 濱 五 郎 (北大・低温研)

1. 南極氷床の堆雪特性

佐 藤 和 秀 (長岡高専)

2. 東クィーンモードランドにおける氷床涵養の地域特性について

渡 辺 興 亜 (名大・水圏研)

佐 藤 和 秀 (長岡高専)

加 藤 喜 久 雄 (名大・水圏研)

3. 南極氷床沿岸地域の降水量の変動

佐 藤 和 秀 (長岡高専)

渡 辺 興 亜 (名大・水圏研)

4. 氷床表面の堆積と雪面形態

高橋修平	(北見工大)
大前宏和	(北大・低温研)
西尾文彦	(極地研)
石川正雄	(北大・低温研)
勝島尚美	(北大・理)

5. みずほ基地における環境中性子と積雪

小玉正弘	(山梨医大)
西尾文彦	(極地研)
高橋修平	(北見工大)

----- 休 憩 ----- 14:15 ~ 14:25 -----

Ⅶ 堆雪(Ⅱ) (14:25 ~ 15:40)

座長 前野紀一	(北大・低温研)
---------	----------

1. 南極における表層雪の通気度と構造の関係

西村寛	(北大・低温研)
前野紀一	(")

2. みずほ基地における雪内熱流量-毎時値の計算-

菊地時夫	(高知大・理)
------	---------

3. みずほ柱状試料中の球状固体微粒子の放射化分析(Ⅱ)

田澤雄二	(京大・理)
藤井理行	(極地研)

4. 積雪のマイクロ波特性について

和田誠	(極地研)
山内恭	(")
川口貞男	(")
藤井理行	(")
神沢博	(")
楠宏	(")

5. FM-CWレーダーによる積雪の内部構造の観測

藤野和夫	(北大・低温研)
鈴木勝裕	(道工大)
松本正	(")
黒岩大助	(")

----- 休 憩 ----- 15:40 ~ 16:00 -----

Ⅸ 雪結晶・測器 (16:00~17:30)
座 長 菊 地 勝 弘 (北大・理)

1. ゴヘイ型雪結晶の形成について

佐 藤 昇 (北大・理)
菊 地 勝 弘 (")
上 田 博 (国立防災センター)

2. 低温で成長する単結晶雪の成長機構

権 田 武 彦 (東理大・理工)
清 忠 師 (")

3. 雪結晶の発生と成長—雲粒との相対運動の影響—

山 下 晃 (大阪教育大)
浅 野 浅 春 (")
成 重 和 子 (")

4. スノーパーティクルカウンターによる吹雪観測

石 本 敬 志 (北海道開発局土木試験所)
竹 内 政 夫 (")

5. バルーン搭載用 Lyman- α /OH 湿度計

山 下 喜 弘 (気象研)
岩 坂 泰 信 (名大・水圏研)
平 沢 威 男 (極地研)
和 田 誠 (")
山 内 恭 (")
川 口 貞 男 (")
小 林 喬 郎 (福井大・工)

6. 第25次隊用メカニカルドリルシステム

鈴 木 義 男 (北大・低温研)
新 堀 邦 夫 (")

12月9日(金)

(9:30~10:30)

X 境界層(I)

座 長

安 達 隆 史

(日本気象協会)

1. 極域用半導体センサー微気圧計の試作

山 下 喜 弘 (気象研)

2. みずほ基地の地吹雪観測Ⅰー地吹雪輸送量

高 橋 修 平 (北見工大)

大 前 宏 和 (北大・低温研)

石 川 正 雄 (")

勝 島 尚 美 (北大・理)

西 尾 文 彦 (極地研)

3. みずほ基地の地吹雪観測Ⅱー地吹雪の諸性質

高 橋 修 平 (北見工大)

大 前 宏 和 (北大・低温研)

石 川 正 雄 (")

勝 島 尚 美 (北大・理)

西 尾 文 彦 (極地研)

4. カタバ風の広域特性

井 上 治 郎 (京大・防災研)

----- 休 憩 ----- 10:30~10:40 -----

(10:40~11:40)

XI 境界層(Ⅱ)

座 長

千 葉 修

(高知大・理)

1. みずほ基地のカタバ風の数値シミュレーション

安 達 隆 史 (日本気象協会)

川 口 貞 男 (極地研)

2. 定常状態のカタバ風の解析解

安 達 隆 史 (日本気象協会)

3. 臨界リチャードソン数付近の乱流特性

千 葉 修 (高知大・理)

小 林 俊 一 (北大・低温研)

4. カタバ風の二次元数値モデリング(2)

萬 納 寺 信 崇 (東大・理)

シンポジウムプロシーディングスの発行について

例年と同様に当シンポジウムのプロシーディングスを発行します
ので、下記により論文の投稿をお願いします。

記

1. 投稿締切日 ： 昭和59年3月 31日

2. 投稿要領

フルペーパーは、原則として図・表を含めて、タイプ用紙ダブルスペースで30枚以内とし、別紙の投稿予定申込書に所定事項を記入の上提出して下さい。

なお、投稿の際は当研究所投稿規定 (Memoirs of National Institute of Polar Research) によって下さい。

3. その他

当プロシーディングス以外にフルペーパーで投稿等予定がある場合は、アブストラクトのみ提出して下さい。

なお、アブストラクトの出版については、別途編集委員会等で検討され、決定されます。

4. 投稿先 ： 〒173 東京都板橋区加賀1-9-10
 国立極地研究所編集委員会

第6回極域気水圏シンポジウム

講 演 要 旨

昭和基地におけるオゾン特別観測について

忠 鉢 繁 (気象研究所)

1. はじめに

オゾンは大気中に微量に存在する物質ではあるが、特に成層圏大気の熱収支に大きな影響を与えることで知られている。しかし、南半球、特に南極地域では観測を行っている基地の数が少ないこと、高精度のため太陽光によるオゾン観測が不可能な期間があること、などの理由で観測データが極めて少ない。このため、第23次南極観測隊(越冬隊)において、1982年2月から1983年1月まで、昭和基地において大気オゾンの特別観測を行った。実施した観測の内容について、及び観測結果について整理が終了した所まで報告する。

2. 観測の内容

イ) 月光によるオゾン全量観測

太陽光の替りに月光を用いて、極夜期間のオゾン全量の観測を行った。観測法は、A-D波長組による焦点像法を用いた。4月から10月の間に41夜(220回)の観測を行った。

ロ) オゾンゾンデ観測

大気オゾンの垂直分布の状態を調べるために49個(内15個は気象定常部門分)のオゾンゾンデを飛揚した。

ハ) 反転観測

ドブソン分光光度計を用い、C波長組による反転観測を28回実施した。観測データは読取作業を終了し、カナダのオゾンセンタースに送られ、オゾン垂直分布の計算を実施中である。

ニ) 地上オゾン濃度観測

ダシビオゾンモニターを用い、地上オゾン濃度の連続観測を行った。サンプリング空気は屋上に取り付けたテフロンパイプを用いて取り入れた。装置は観測棟に設置した。

ホ) 紫外線観測

全天紫外線計による連続観測を実施した。観測装置は、観測棟に設置した。太陽が全

く昇らない期間については観測を休止した。
ヘ) 大気サンプリング

オゾン破壊に重要な影響を持つフレオンの濃度を測定すべく、南極の大気をステンレスボンベにサンプリングした。

ト) 太陽光によるオゾン全量観測

気象定常部門が観測を行った。

3. 観測結果

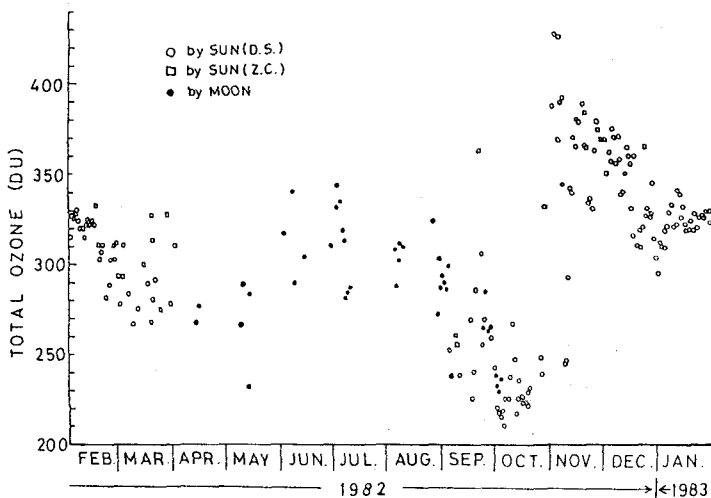
現在までに整理が終了した観測結果を報告する。

イ) 第1図

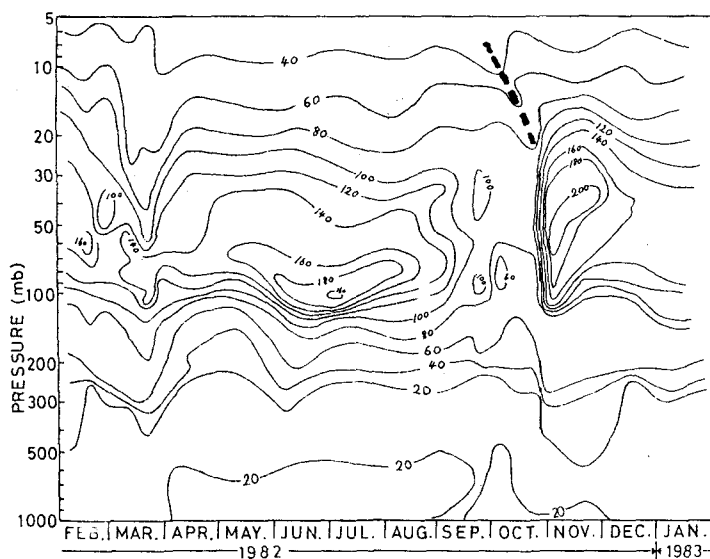
1982年2月から1983年1月までのオゾン全量の変化を示す。○が太陽光、●が月光による観測であることを示す。この図に示した値は、いわゆる「日代表値」と呼ばれる値で、その日に行った観測で、最も信頼度の高い値である。なお、8月21日以前の月光観測の値については、最終的な定数チェックが終了しておらず、最大±15DUの誤差を含む可能性がある。この図から6月から7月の極夜期間にかけて、オゾン全量の極大が表れていることがわかる。又、突然昇還に伴うオゾン量急増の直前9月下旬から10月中旬にかけて220DU前後という非常に少ないオゾン全量を示していることが注目される。

ロ) 第2図

1982年2月から1983年1月までの昭和基地におけるオゾンの垂直分布を示す。この図は、現在までに整理が終了した35個のオゾンゾンデのうち、オゾン全量による補正が可能な21個のオゾンゾンデのデータから作られている。この他に14個のオゾンゾンデが飛揚されており、その結果を加えることにより、第2図はさらに改良される可能性がある。第2図から、第1図に表れている極夜のオゾン極大の時期に対応する垂直分布が、100mb付近の高度に極大を持ち、他の時期とは異なった分布をしており、しかもその分布が安定していることがわかる。



第1図. 昭和基地におけるオゾン全量の日代表値 (1982年2月-1983年1月)
(○: 太陽直射光観測, □: 天頂光観測, ●: 月光観測)



第2図. 昭和基地におけるオゾン垂直分布 (1982年2月-1983年1月)
(単位: μ mb)

又、10月下旬に起こった、突然昇温に伴うオゾン急増の前兆と考えられる波動が約20日前から追跡でき(第2図破線)、別に作成した気温の図からこの波動は、同じ高度の気温の急上昇に対応することが確認できる。

4. 考察

①. 今回観測されたオゾン全量は6月~7月の極夜期に極大を示している。しかるに、1969年10次隊の観測では、このような傾向を示していない。ドブソン分光光度計の性能が向上していること、観測技術の改良、観測回数が多いことから見て今回の観測結果の信頼性は高いと考えられるが、年々の違いも考えられ、「昭和基地のオゾン全量が、冬期極大を示す。」と結論するためには、さらに観測を積み重ねてゆく必要がある。

②. 9月下旬から10月中旬にかけてのオゾン全量は、220 DU前後と昭和基地では今まで観測されたことのない低い値を示している。一方、対流圏では9月4日に地上気温の最低値-45.1℃を記録しており、成層圏と対流圏の現象が直接結びつかないとしても、成層圏の循環が例年と異なっているこ

*とも考えられ、調査の必要があると思われる。

③. 第2図では、極夜期のオゾン垂直分布が他の期向と異なる特異な分布をしている

ことが注目される。又、破線で示したオゾン急増の前兆とみられる波動は今回の観測で初めて発見されたもので、南半球突然昇温の機構解明の手がかりとして期待される。

成層圏二酸化窒素大気球観測

小川 利紘・岩上 直幹 (東大・理.)

藤井 良一 (極地研)・菊地 雅寿 (明星電気)

成層圏二酸化窒素はオゾンとの光化学反応と関係する重要成分であることはすでによく知られている。南極上空の二酸化窒素の分布については、中低緯度とは様相と異なる要因がいくつか考えられるが、測定データはほとんど皆無である。JARE 23では、南極域での初めての試みとして大気球による成層圏二酸化窒素の観測を行なった。極地上空では高速荷電粒子の大気入射による電離作用の結果生じる酸化窒素が生成源として重要であるが、同じゴンドラに電離計が搭載されていたので、大気電離率と酸化窒素の関連を調べることも可能である。この気球観測では、大気の基本物理量である気温・気圧も同時に測定し、又オゾン密度もRS II-KC 79型オゾンゾンデを改良したものを使用して測定した。

二酸化窒素の測定は太陽可視吸光法によるものである。波長 430-450 nm の太陽スペクトルを 2 Å 程度の純度で測定し、このスペ

クトルに含まれている二酸化窒素の吸収成分を抽出する。太陽スペクトルの測定はジョバン・イボン社 H2O モノクロメータを使用した。430-450 nm 域の波長走査に要する時間は約 1 分である。ゴンドラは太陽に対して一定方位を向くよう自動的に制御されているが、測定器自身も方位・高度の 2 軸方向で太陽と自動的に捜し出して追尾する装置を備えている。

放球は 1982 年 11 月 24 日 1402 UT に昭和基地より行ない、次の日の 0615 UT まで約 15 時間の観測を行なった。これは予期以上の長時間観測で、一部気球上昇時の太陽追尾不良の間を除き、気球上昇時および水平飛行時あわせて、832 個のスペクトルを取得し、太陽日周運動に対し、天頂角 60° から 90° にわたって、成層圏二酸化窒素の吸収に関する情報を含むスペクトル・データが得られた。取得したデータについて、予備的な解析結果を報告する。

I-3

南極地域における大気中ハロカーボン濃度の精密測定 (第2報)

横畑 彰人・巻出 義紘・富永 健 (東大・理)

成層圏オゾンを破壊するとされている CCl_2F_2 と CCl_3F , 成層圏水蒸気の主な供給源であり対流圏での化学的挙動が注目されている CH_4 , および対流圏でのグローバルな挙動があまり知られていない短寿命のハロカーボン類の大気中濃度を測定しそれらの挙動を調べた。

《実験方法》 あらかじめ内面を清浄にし焼き出した全金属製真空容器に大気を導入して試料を採取した。これを実験室に持ち帰り超清浄な全金属製真空系を用いて一定量の試料をガスクロマトグラフに導入し、各ハロカーボンをECDで定量した。メタンは同様の方法でFIDにより定量した。

以上の操作において、ハロカーボン類やメタンの吸着・分解もしくは汚染が検出限界以下であることを先に確認している。

測定の再現性は、 CCl_2F_2 で1.5%, CCl_3F で0.7%, CH_4 で0.5%以下であった。

《結果》 図1に、北半球中緯度(北海道)におけるバックグラウンド濃度の経年変化(N)と南極・昭和基地で採取した試料の測定値(S)を示す。

北半球では CCl_2F_2 および CCl_3F が各々年間約14pptおよび8ppt増加している。南半球でも同様の傾向が見られた。この大気中濃度と増加量は、工業的な生産・放出量から予想される値に近く CCl_2F_2 と CCl_3F が人間活動により放出されており、寿命がきわめて長い大気中に蓄積しつつあることを示している。

表1は、南半球での大気中濃度と北半球での大気中濃度との比(S/N)を示したものである。ハロカーボン類は主として北半球で放

表1. 南北両半球における濃度比(1983年1月)

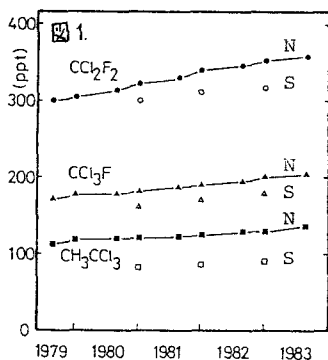
	CCl_2F_2	CCl_3F	CH_3CCl_3	CH_4
(S/N)	0.90	0.89	0.70	0.89

程度で寿命をもつと考えられるが、その発生源が天然に存在する(湿地、湖沼、水田、家畜など)ことなどにより(S/N)比は1に近くなった。

昭和基地における試料採取では、容器の準備から採取そして分析まで半年ないし1年半にわたるため、①試料容器からの汚染、②試料の長期保存が問題となる。1年間基地に保存した試料容器と新たに用意した容器を用いて同時に大気試料を採取したが、検出された化合物の濃度は、分析の繰返し再現性と同程度の一致を示し、容器からの汚染やリークはないことがわかった。一方、乾燥した大気試料では、高沸点のハロカーボン類が容器内部で吸着・分解しやすいことを経験しているの、容器内面にシリラン処理を施した結果、地表の試料については1年以上の保存が可能となった。

1983年1月に、ピラタスポーター機により採取された南極上空大気を分析したところ、いずれの試料もハロカーボン類の濃度が系統的に高く検出された。試料圧に異常はなく容器にリークも見られないことから、この異常な濃度は、試料採取時の汚染によるものと考えられ、今後の改良が必要と思われる。

〔謝辞〕 南極大気試料を採取して頂いた福西浩、藤井良一、牧野行雄、本研究に援助協力頂いた川口貞男、福西浩の各位に厚く感謝いたします。



I-4

南極における大気微量成分濃度の測定

広田 道夫・忠鉢 繁・牧野 行雄・村松 久史(気象研)

<はじめに>

大気中の CF_2Cl_2 、 CFCl_3 および N_2O は成層圏の ClO_x および NO_x の主要な源であり、成層圏オゾンの消長に深く関与している。このため我々は日本上空におけるこれらの化合物の測定を1978年以来継続しているが、その全球的な分布を知る上で、南極地域における測定は欠くことができない。

<実験および目的>

測定方法としては、空気を容器に採集してきてガスクロマトグラフによって分析する方法と、太陽光を光源とする赤外線吸収法とがあるが、後者による観測は本年から牧野によって開始されている。空気の採集は1982年(23次隊・忠鉢)から開始され、分析は気象研においてGC-ECD法によって行われている。

ここでは、採集してきた空気の分析結果について報告する。

空気採集容器は0.3 l のステンレススチール製シリンダーで、バルブには B-4HG (Nupro) を使用した。23次隊ではエアポンプによって空気を加圧して採集したが、24次隊では大気圧のまま採集する方法に改めた。

空気採集による測定の目的は：

1) 昭和基地での採集を継続することによって、 CF_2Cl_2 や CFCl_3 のように発生源が北半球に集中している化合物のバックグラウンドの変化傾向を観測することができる。

このため、23次隊では月に1本ずつの空気採集を行った。24次隊では月に2~3本の採集を行っている。

2) 小型飛行機(ピラタスポーター PC-6) を使用して、昭和基地上空の空気を採集し、上部対流圏までの鉛直分布を知ることができる。

本年の1月に最初のフライトを行った。

3) 観測船上において空気の採集を行い、緯度方向の分布を観測することができる。

24次隊では、31°N から 68°S まで約 5° 間隔に1本ずつ空気の採集を行った。

<結果>

1) 昭和基地における観測

1982年2月から1983年1月までの CF_2Cl_2 および CFCl_3 の体積混合比 (ppt = 10^{-12}) を図1に示す。多少のバラツキはあるが両化合物とも増加傾向を示している。年増加率が若干大きく出ているが、まだ試料数も少ないので、1983年2月以降の試料の測定結果を得て検討する予定である。

この時期の3月から8月にかけて、 N_2O の混合比は (30.6 ± 2) ppb (ppb = 10^{-9}) で、測定誤差の範囲内で一定であった。

なお9月から12月までの試料ではバルブにゆるみがあり、データを得られなかった。

2) 飛行機観測

1月24日午後のフライトでは、高度90m から 6.4 km まで5本の試料採集を行った。 CF_2Cl_2 と CFCl_3 の測定結果を表1に示す。

<表1> 昭和基地上空における CF_2Cl_2 および CFCl_3 の鉛直分布

高度	CF_2Cl_2 / ppt	CFCl_3 / ppt
90m	316	192
1.8 km	324	183
3.7 km	321	179
5.5 km	320	177
6.4 km	322	179

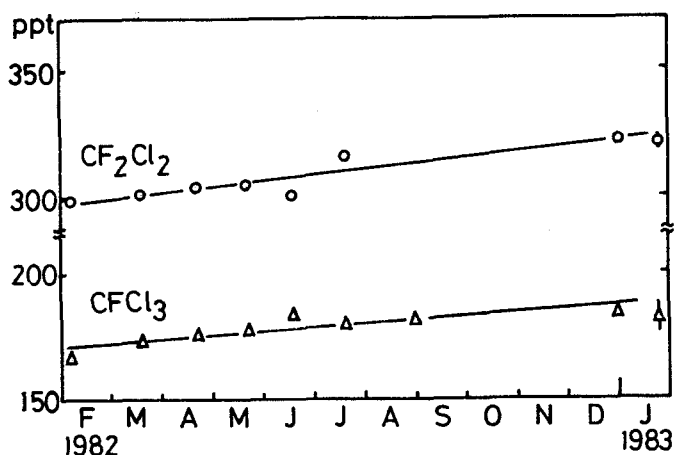
表1に見られるように1.8 km より上空で CF_2Cl_2 、 CFCl_3 共によく一様に混合していることが分かる。図1の1月末の値は、この飛行機観測の平均値である。

なお、この時の圏界面高度は 8.6 km であった。また高度 0.8 km に気温の逆転が認められた。

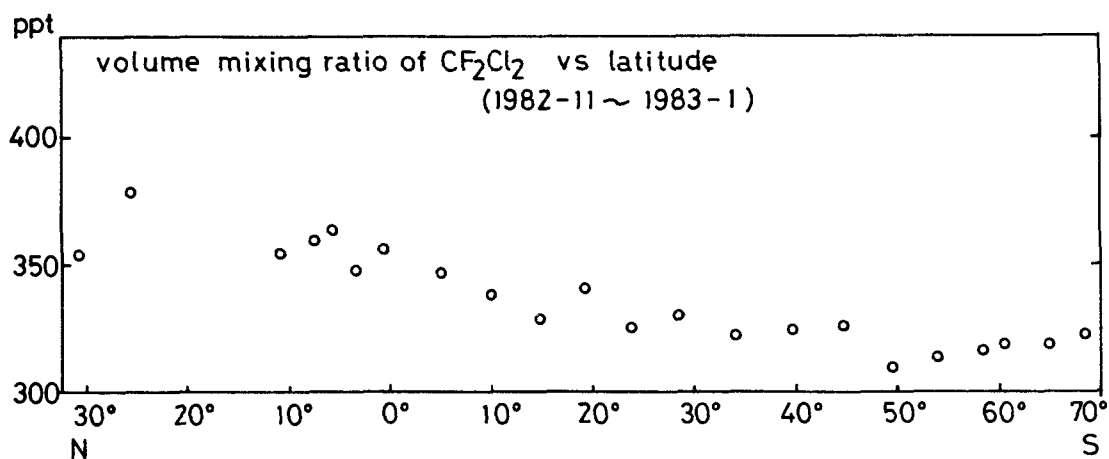
3) 観測船「ふじ」による観測

図2は CF_2Cl_2 の混合比を緯度に対してプロットしたものである。出航後4〜5本までの試料には異常に高い値が見られたが、これは船内空気による汚染と考えられる。混合比は赤道付近から 20°S あたりまでの間に徐々に減少している。北半球と昭和基地付近における混合比の比は $320\text{ ppt} / 350\text{ ppt} \approx 0.91$ であった。

〈図1〉 昭和基地における CF_2Cl_2 および CFCl_3 の観測



〈図2〉 観測船「ふじ」による CF_2Cl_2 の観測



I-5

赤外分光器による大気中微量成分の観測(その2)

村松久史・牧野行雄・広田道夫・佐々木徹(気象研)

1. はじめに

オ24次南極地域観測隊では「南極MAP」の一環としてオゾン層の変動に関連をもつ大気中の微量成分の赤外分光法による観測を行っている。これと同時に筑波でも同様の観測も行っている。最終的には両者の観測も利用して両半球の微量気体成分の比較を行う。

今回は筑波で行った、亜酸化窒素(N_2O)の測定例を報告する。

2. N_2O の測定

使用した分光器はフーリエ変換型赤外分光装置(Idealab Model IF-3)である。検出器はHg CdTe と InSb の両者を使い波長は1-15 μm が測定できる。分解能は最高0.5 cm^{-1} である。

オ1図は太陽を光源としたスペクトルの一例である(1983年4月5日、 $13^h54^m30^s$ - $13^h58^m00^s$)。

2500-2600 cm^{-1} に N_2O の吸収帯が見える。

今回は2554.5 cm^{-1} と2575.0 cm^{-1} の吸収の最大波長を利用して N_2O の全量(鉛直積分量)を求めた。

この波長を選んだ理由は、水蒸気・二酸化炭素の影響が少なく、また透過率が測定器の分解能によりあまり変化しないからである。

オ2図は2554.5 cm^{-1} と2575.0 cm^{-1} の透過率を N_2O 量の関数として計算したものを示す。これには McClatchey et al. (1973) の南緯10°の吸収線の line parameters を利用し line-by-line の計算を行った。

水蒸気の影響を除去するため、同時に測定した5810 cm^{-1} と5879 cm^{-1} の水蒸気の吸収線を利用して水蒸気量を算出し、 N_2O の透過率に対する補正を行った。

3. 結果

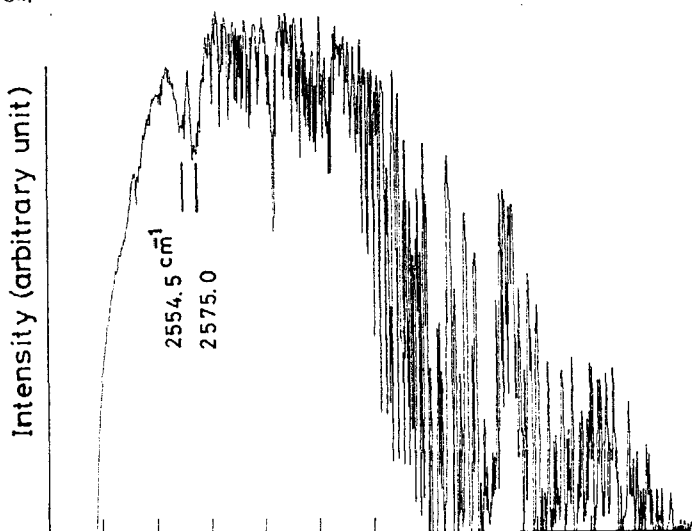
オ3図に1983年2月-5月に得られた N_2O の全量(鉛直積分量)を示す。2月から5月にかけて N_2O 量が減少しているように見える。対流圏の平均混合比から見積ると $5 \sim 6 \times 10^{-18}$ molecules/ cm^2 が期待される。これと比べると4月、5月の値は小さすぎる。

オ4図は air mass に対する N_2O 全量(鉛直積分量)の変化を示す。

air mass が増加するとともに N_2O 量が減少することが分る。

4. 検査

今回は全大気を平均(2層としたモデル)を使っているための誤差が含まれる。この影響がオ4図の air mass による N_2O 量の



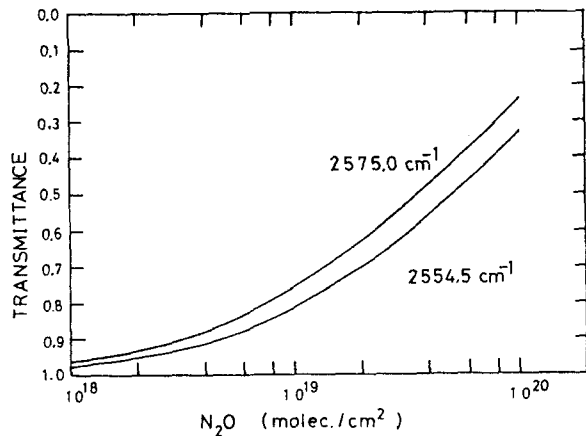
オ1図 N_2O の吸収帯を含む太陽赤外スペクトル

見かけの変化になっている可能性がある。

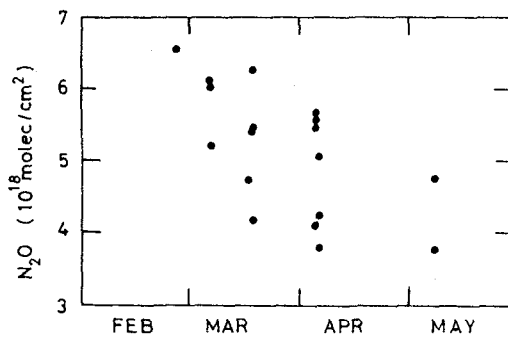
水蒸気量と N_2O 量との間には、はっきりした相関が認められないので、水蒸気の影響は除去されていると考えられる。

今後は大気モデルの精密化により測定精度の向上をはかり、オゾン図に示された季節変化が実際のものかどうかを明らかにしたい。

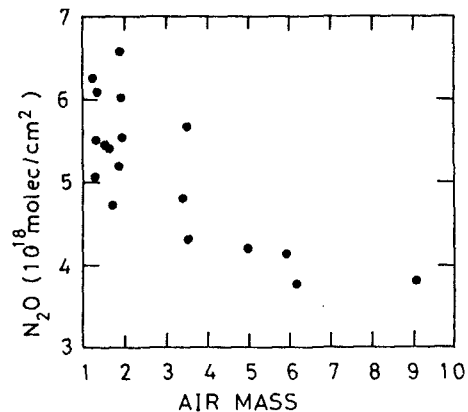
メタン (CH_4) に関しては 600.4 cm^{-1} 付近の吸収線を利用して全量の測定法を検討中である。



オゾン図 N_2O の吸収線の透過率



オゾン図 N_2O 全量(鉛直積分量)の時間変化. 1983年.



オゾン図 N_2O 量の air mass に対する変化

参考文献

- (1) 牧野, 村松, 広田. 気象研究所技術報告
オ6号. (1982.) P.93
- (2) 村松他. オ5回極域気水圏シンポジウム
1982年. 講演要旨 P.77
- (3) McClatchey et al. (1973) AFCL Atmospheric Absorption Line Parameters Compilation
AFCL-TR-73-0096, 78p.

小 野 晃 (名大 水圏研)

1. 研究のねらい

Sulfate粒子が成層圏エアロゾルの卓越成分であることはよく知られており、その分子状態は、揮発特性、形態分析および $BaCl_2$ 薄膜法などから $H_2SO_4/(NH_4)_2SO_4$ であろうと推定されてきた。しかしこれまでの分子状態を推定する方法では、採集後、試料にartifactな化学的変質のおきる可能性があり、airborne-stateでの分子状態を正しく反映していない恐れがある。したがって、成層圏sulfate粒子の分子状態については多くのあいまいさが残されていると考えざるを得ない。

われわれは、エアロゾル粒子の採集面にreactiveなCa薄膜を用いることにより、観測現場で直接的に硫酸成分を他の硫酸塩成分から選択的に分離して検出する方法を開発し、対流圏バックグラウンドエアロゾルに適用してこの方法の有効性を示しおめてきた(Ono et al., 1983)。そして1982年からMAPの一環として実施されている航空機(Merlin-IV)による成層圏の組成の観測に参加し、 $BaCl_2$ 薄膜法とCa薄膜法とを用いて、成層圏エアロゾル粒子の類別化と分子状態を明らかにする直接観測を行っている。

本年2月20日に実施した航空機観測で、初めて成層圏エアロゾル粒子を直接採集することおできたので、得られた結果について報告する。

2. 観測

Merlin-IVによる成層圏観測は、圏界面高度お低くなる冬季日本海上空で実施した。図1は1982年2月20日9時の高層断面図に、Merlin-IVで直接測定した O_3 の混合比の測定値を考慮して、飛行経路を記入したものである。当日は13:30~14:20のあいだ日本海上空(40°N, 137°E)高度8.5kmで成層圏エアロゾル粒子を採集することおできた。エアロゾル粒子はMerlin-IVのノーズカーゴ部(非圧空)に設置したインパクターを用いて、回転ドラム上にはりつけたカーボン膜、Ca薄膜を蒸着した電子顕

微鏡メッシュ上に連続的に採集し、実験室で種々の処理を行い、電子顕微鏡下で個々のエアロゾル粒子の類別化と分子状態の測定を行った。

3. 結果

3.1 成層圏エアロゾル

高度8.5kmで採集した成層圏エアロゾルの類別化に $BaCl_2$ 薄膜を用いて行い、 SO_4^{2-} イオンを含んだsulfate粒子が主要なエアロゾルであることおまず確認した。図2(a)は成層圏で直接Ca薄膜上に採集したエアロゾル粒子の電子顕微鏡写真で、sulfate粒子は硫酸を主要成分とする液滴粒子として存在していることを明らかにすることがおできた。図2(b)は同じく成層圏でカーボン膜上に採集した粒子の電子顕微鏡写真で、硫酸粒子に特有なsatellite構造お認められ、形態分析からもCa薄膜で得られた成層圏エアロゾル粒子は硫酸粒子であるという結果お支持された。

今回、航空機で初めて下部成層圏エアロゾル粒子を直接採集し、類別化と分子状態をより直接的に測定した結果、成層圏sulfate粒子は硫酸粒子として存在することお示しおめることおできた。

3.2 対流圏上部のバックグラウンドエアロゾル

成層圏でのエアロゾル採集と併行して、対流圏上部のエアロゾルを高度5~8kmの圏界面のおれこみ(folding)近傍で採集しその類別化と分子状態の観測を行った。その結果、対流圏上部のバックグラウンドエアロゾル粒子は本質的には下部成層圏エアロゾルと同じで、その主体はsulfate粒子で、Ca薄膜と形態分析から硫酸粒子として存在していることを明らかにすることがおできた。

これまで富士山頂(Ono, 1978)とヒマラヤ高地(Ono et al. 1983)で山岳を利用したエアロゾル観測から、対流圏上部のバックグラウンドエアロゾル粒子は硫酸ミストを主体とするsulfate粒子お卓越成分であるという結果お得ているが、今回の自由大気中での観測も

従来 sulfate 粒子は対流圏では $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ type, 成層圏では H_2SO_4 type の粒子として存在していると考えられてきたが、最近の直接観測の結果は、必ずしもこのようになっていないことを示している(表1参照)。

ランドエアロゾルはこれら火山噴火の影響に
よるとも考えられる。

今後、対流圏上部エアロゾルの性状の時間推移とそれと上層雲の微細構造に与える影響を研究していくことが必要であろう。

Ono,A. 1978. Sulfuric acid particles in subsiding air over Japan. Atmos.Environ. 12, 753-757.

Ono, A., Yamato, M. and Yoshida, M. 1983. Molecular state of sulfate aerosols in the remote Everest highlands. *Tellus*, 35B, 197-205.

Observed data			Related volcanic eruption
1969-1971	Australia	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$	Agung March 1963
Aug. 1975	Mt. Fuji (subsidence)	H_2SO_4	Fuego Oct. 1974
Dec. 1980	Himalayas (6 km)	H_2SO_4	Mt. St. Helens May 1980
Oct. 1982	Sea of Japan (6-7 km)	H_2SO_4	El Chichon April 1982

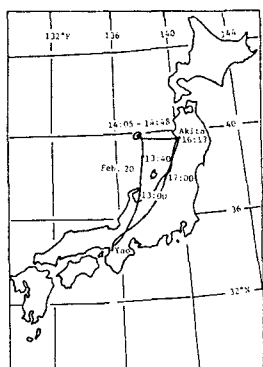


図2. 1983年2月20日の圏界面高度と飛行経路(気象研村松氏の作成による)

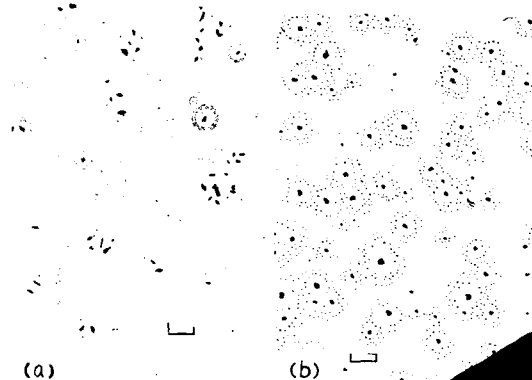


図3. 成層圏エアロゾル粒子の電顕写真

(a) Ca薄膜上での成層圏エアロゾル粒子の反応

(b) カーボン膜上での成層図エアロゾル米粒子(スケール=1 μ m)

自由対流圏エアロゾルの空間分布の観測

森田 恭弘・高木 増美・近藤 豊 (名古屋大学空電研究所)

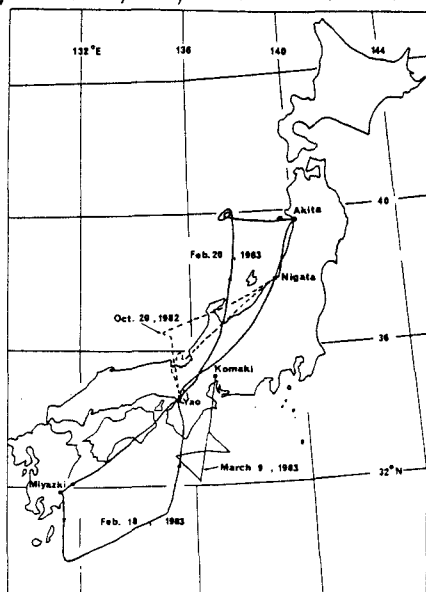
1. はじめに

自然界に放出された人工起源のエアロゾルは、様々な過程を経て、海洋大気中や地表面の影響の及ばない上空に拡散して、バックグラウンドエアロゾルを形成する。都市大気中やその近郊に存在する高濃度のエアロゾルは直接人体へ影響を及ぼすことから重要であるが、高度数kmの自由対流圏内に存在するバックグラウンドエアロゾルは気象・気候への影響を通して、間接的ではあるが、人間生活に重要な影響を及ぼしている。人間生活に及ぼす効果を調べるためには、バックグラウンドエアロゾルの実態を把握することが重要である。しかるに自由対流圏内でエアロゾルの挙動を調べた観測は非常に少ない。我々は航空機搭載用の低濃度エアロゾル測定器を開発し、高度約8kmまでの空間のミュー粒子濃度と粒径分布の観測を行うことができた。この結果について報告する。

2. 観測結果

2. 1. 垂直分布

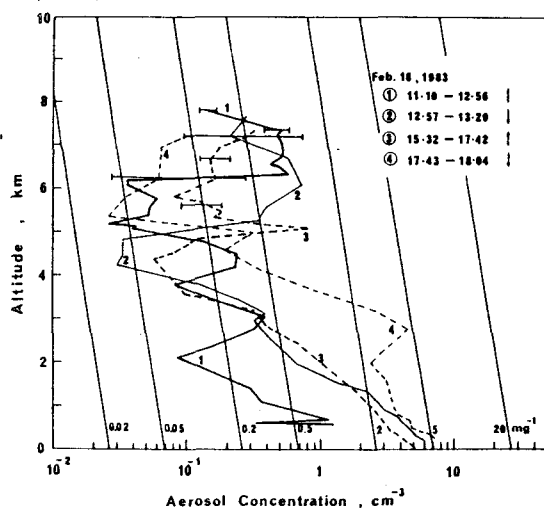
第1図に1982年10月から1983年3月にかけて



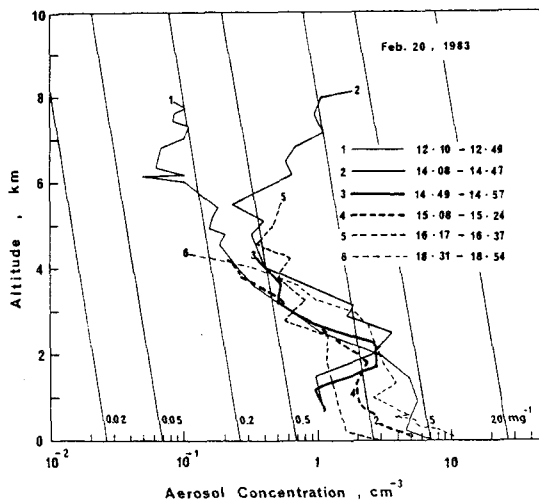
第1図 航空機観測航跡図

けて行った航空機の航跡図を示した。使用機種はセスナ404及びマーヤンIV型機である。

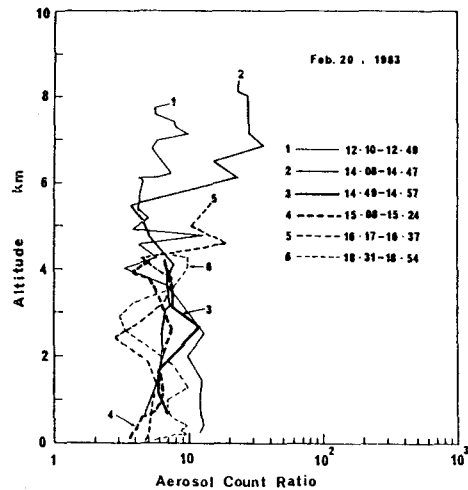
第2図及び3図に直径 $0.3\mu\text{m}$ 以上のエアロゾル濃度の垂直分布を示した。第2図は八尾-宮崎間、第3図は八尾-秋田間の測定値である。第2図の垂直分布では、観測値は大きく変動しており、高度5-6kmでも $0.03-1\text{ cm}^{-3}$ と1桁以上にわたって分布している。これに対して、第3図では、高度6km以上のNO.2の分布を除けば、観測値は比較的によくまとまっており、全体的に変動も小さい。このことは高度5-6kmの自由対流圏内でも、観測場所によっては、陸上汚染の影響を受け易いことを示している。第3図のNO.2の分布は高度6km位からエアロゾル濃度の増加を示している。このときのAerosol Count Ratioは、第4図に示すように、他の分布が4-10程度(平均で約6)の値であることに比べて、NO.2の分布は約6km以上で20-30とCount Ratioの値を増大させている。このことは粒径の小さいエアロゾルの存在を示している。気温の垂直断面図から考察すると、この観測時には、対流圏界面のギャップに入りこん



第2図 直径 $0.3\mu\text{m}$ 以上のエアロゾル濃度の垂直分布(八尾-宮崎)



第3図. 直径 $0.3 \mu\text{m}$ 以上のエアロゾル濃度の垂直分布 (八尾 - 秋田)



第4図. Aerosol Count Ratioの垂直分布

であり、粒径の小さい、濃度の高いエアロゾルの存在は、成層圏大気を観測したためであると考えられる。

2. 2. 水平分布

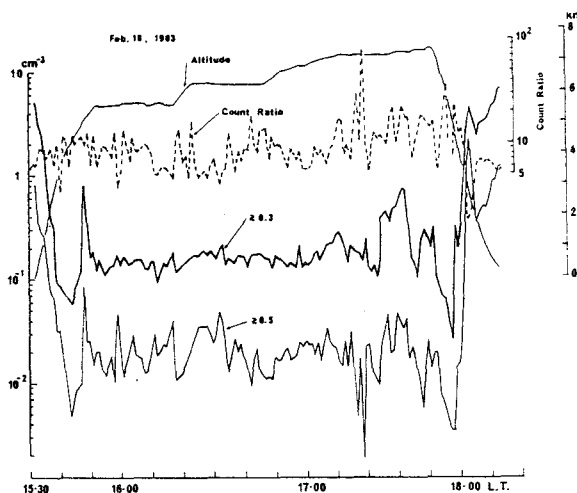
第5図に水平分布の1例を示した。高度、Count Ratio、直径 $0.3 \mu\text{m}$ 、 $0.5 \mu\text{m}$ 以上のエアロゾル濃度の時間変化である。図中、16時から17時頃は陸上から隔った高度5-7kmの海洋上であり、エアロゾル濃度は比較的一定

である。もちろん、場所によっては大きく変動している場合もある。

今回の観測から、エアロゾル濃度の高いときは Count Ratio の値は小さく、濃度の低いときは、Count Ratio の値が大きい傾向が見いだされた。但し、第3図、第4図の成層圏大気を観測したと考えられる NO. 2 の場合は、濃度も高く、Count Ratio の値も大きい。

以上の観測から、自由対流圏内で、エアロゾル濃度や粒径分布の値がどの程度であり、

いかなる変動を示すかについての把握を把握することができた。変動の原因や季節変化等を明らかにしてゆくためには、今後これらの観測を継続してゆくことが重要である。



第5図. 高度、Count Ratio、直径 $0.3 \mu\text{m}$ 、 $0.5 \mu\text{m}$ 以上のエアロゾル濃度の時間変化

I-8

火山大噴火後の成層圏エアロゾル — 人工衛星データの解析

藤原玄夫 (九大・理)・M.P. McCormick (LaRC)

NASA Langley Research Center は1979年2月に、成層圏エアロゾル及び微量気体成分探査のため人工衛星 SAGE を打ち上げた。同衛星は以後2年半にわたって、Solar Occultation 法により、波長 1.0, 0.6, 0.45, 0.34 μm に対する中、下層大気の extinction を測定した。その間、世界的に火山の大噴火が相つぎ、成層圏エアロゾルの汎世界分布に大きく影響を及ぼした。そこでそのうちで特に大きい2つの噴火、1979年10月の赤道直下の Sierra Negra 火山の噴火と、'80年5月の北米 St. Helens 火山噴火の前後における成層圏エアロゾルの振舞を調べるため、1.0 及び 0.45 μm の2波長のデータを解析し、NOAA の気象データを用いて次の様な結果を得た。

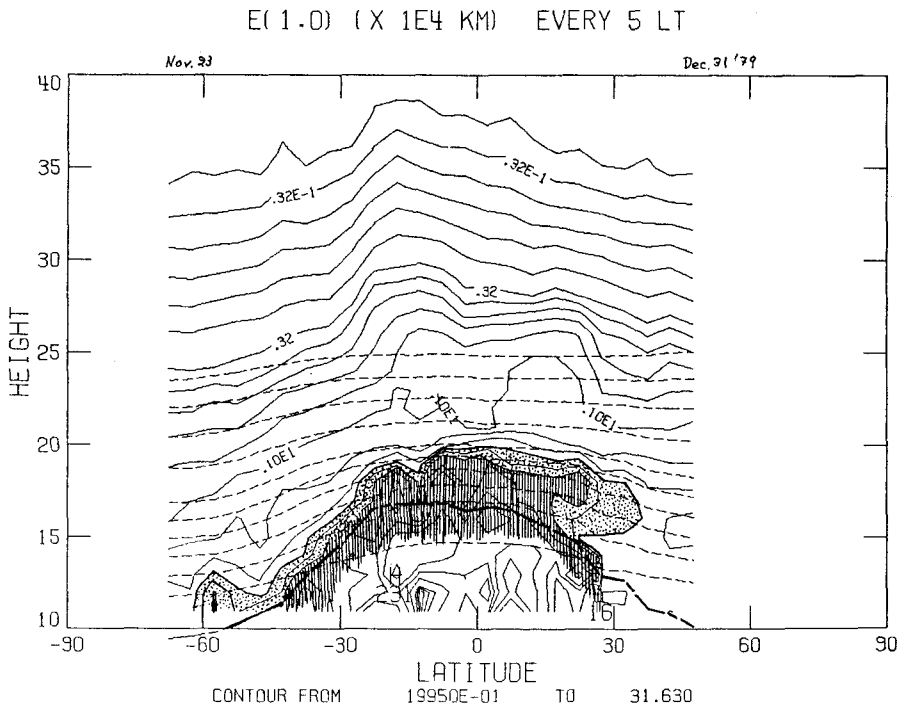
(1) 火山噴煙の南北輸送は、初めの2-3ヶ月は等温位面に沿うが、以後圈界面に平行な曲面に沿って分布する。

(2) 中低緯度の圈界面ギャップに近で常に Extinction の小さな領域が存在する。ここではエアロゾル粒径が非常に小さいと考えられる。

(3) 火山噴煙の上部に非常に小さい粒径のエアロゾル層が存在する。

ここでは、対流圏-成層圏の物質交換という観点で(2)について詳述する。また 0.6 μm の extinction から計算されたオゾン量とエアロゾルとの相関についても併せて報告したい。

下に Sierra Negra 火山噴火後に観測されたエアロゾル extinction (1 μm) の高度・緯度分布の図を掲げる。



II-1

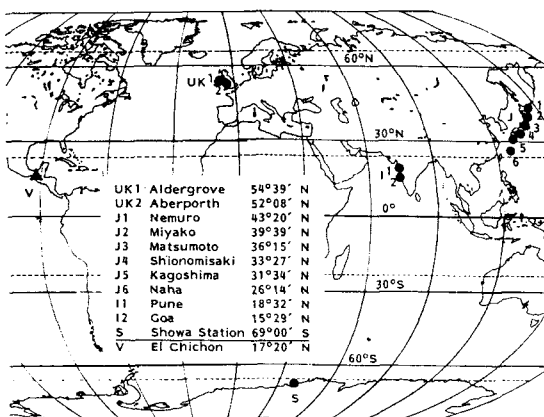
1982年の各地の直達日射量の変動について(昭和基地を含む)

山内豊太郎・志村英洋・廣瀬保雄(気象庁観測部)
松原広司(高層気象台)

1. はじめに

昨年3~4月, メキシコのエル・チチヨン火山(17°20'N, 93°12'W)が爆発し, 多量の火山灰や火山性ガスを成層圏に噴き上げた。その後それらを起源とするエーロゾルが浮遊していることが国内外の航空機, ライダー及び日射の観測等によって確認されている。

気象庁が国内14地点で観測している直達日射量は昨年後半に顕著な減少を示し, 昭和基地における直達日射量にも減少が認められる。また現在気象庁から17か国に日射資料の提供を依頼しているが, これまでにインド・英国から直達日射資料が送られてきた。ここでは主にこれらの各地における昨年の直達日射量から得られる混濁係数の変動を紹介し, 成層圏エーロゾルの南北方向への拡散速度について簡単に触れたい。データが得られた地点から緯度を考慮して今回は計11地点を選んで論ずる(第1図)。



第1図 直達日射資料が得られた地点及びエル・チチヨン火山の位置

2. Feussner-Duboisの混濁係数 T_0

T_0 のもとになるLinkeの混濁係数 T_g は次式で定義される。

$$I = I_0 \cdot S \exp \left[-E_a \cdot T_g \cdot \frac{p}{p_0} m \right]$$

ここで I : 地上で観測した直達日射量

I_0 : 太陽地球平均距離における大気外日射量すなわち太陽定数

S : 太陽地球間距離補正係数

E_a : 太陽スペクトルを重みとした加重平均により求めたRayleigh大気の光学的厚さの波長平均値

p, p_0 : 現地気圧及び標準気圧

m : 大気路程

この T_g を海面補正したものが T_0 で, T_g 及び T_0 は, 大気の光学的厚さがRayleigh散乱のみによる光学的厚さの何倍になるかを与える係数である。気象庁では1932年の直達日射観測開始以来 T_0 を使用しているが, 最近気象研究所の浅野らにより E_a の評価等の見直しが行われたので, ここでは新しい算出方法を用いて計算した。

3. 各地の混濁係数の変動

(1) 日本

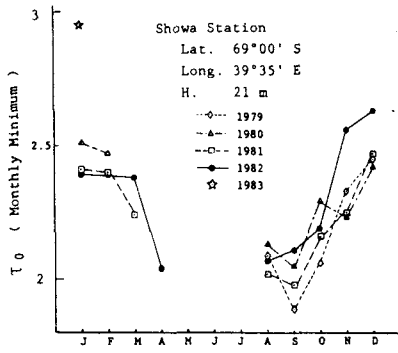
わが国の大気混濁度の求め方は, 地方真太陽時の9, 12, 15時またはその前後30分間の太陽光球面及びその周辺に雲がない時に直達日射量を観測し, m が5以下, 大気透過率 A が0.5以上の時について T_0 を計算して統計を行っている。ただし A は次式による。

$$I = I_0 \cdot S \cdot A^m$$

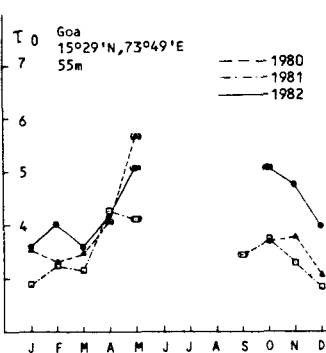
国内の混濁係数の変動については, すでにMAPニュース等で紹介したが, 平年に比べての混濁の増加は5~6月頃沖縄で始まり, 年末には北海道に達したと考えられる。

(2) 昭和基地

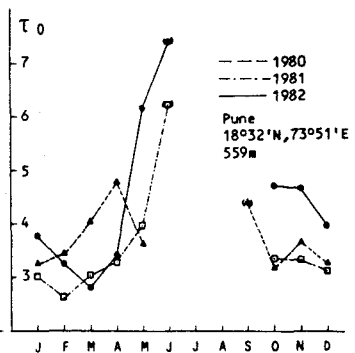
エル・チチヨン火山が北半球にあるにもかかわらず噴火の影響が北日本に到達するまでに約半年かかっていることから, 南緯69°の昭和基地に影響が現れるのは噴火から1年ぐらいたってからと考えられていたが, T_0 の月間最小値を前3年間の同じ月の値と比較してみると, 昨年11月から増加し始め, 今年1月には顕著な増加が認められた(第2図)。



第2図 昭和基地における T_0 の推移



第3図 インドにおける T_0 の推移, ()は資料数10未満



この混濁の増加がエル・チチヨン火山の影響とすると、予想よりも早く検出されたことになるが、その場合は大気大循環的に見て冬半球は南北方向の拡散運動が活発であることから、噴火後すぐ冬になった南半球は拡散が早く進んだためと考えられる。

(3)インド

インドでは、午前・午後の大気路程約 1.5 (太陽高度角約 42°)における直達日射量を観測している。第3図に1980~82年の T_0 の月間最小値を示す。6~9月はインドの雨季にあたり精度の良い観測ができないが、前2年間に比べて1982年の混濁係数は5月以後大きくなったと考えられる。

(4)英国

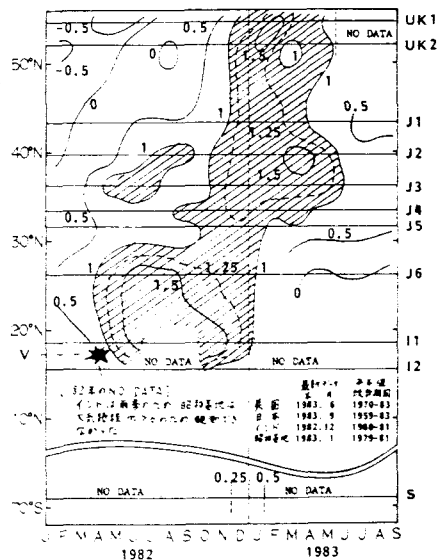
英国では直達日射量の観測が行われておらず、地方真太陽時の9~15時の快晴時に全天日射と散乱日射から直達日射1時間積算量を求め、Linkeの混濁係数 T_G を推定している。この資料によっても1982年12月頃から平年に比べて混濁がかなり顕著に増えている。

4. 混濁の拡散

第4図は、横軸に月、縦軸に緯度を取り、 T_G または T_0 の月平均値の平年偏差を描いたものである。観測方法や統計期間の差によりかなりの誤差を含んでいる可能性はあるが、定性的には次のことがわかる——エル・

チチヨン噴火後、北半球では混濁のピークが中緯度に達するまでに春から秋までの約半年かかっているが、その後冬の2~3か月で高緯度まで急速に拡がった——。

南半球については、昭和基地の'83年1月までのデータしか得られていないので確かなことは言えないが、'82年末には昭和基地まで噴火の影響が到達したと推測される。



第4図 T_0 (英国は T_G)の月平均値の平年偏差 (3か月移動平均)

II-2

長波長放射の観測及び計算からみた逆転層の影響とその年々変動

山内 恭 (国立極地研究所)

○はじめに

POLEX-South 計画を通じて行われた、南極みずほ基地における放射観測から、放射収支に対する影響は、雲や水蒸気、地吹雪等と様々あることが示された。その中で、強い逆転の発達した雪面上の放射収支は、その逆転の強さに依存していることが示唆された。今回は、観測値の解析とモデルによる数値計算を通じて、逆転層の長波放射に対する関係を明らかにし、さらにその変動を調べたので、その結果を報告する。

○観測データ

みずほ基地雪面上 1.5 m および 30 m 塔上において、長波長放射計上向、下向センサーによって独立に測定した下向 (L_d) 及び上向き (L_u) 長波長放射と、その差し引きで求めた正味放射量 (L_n) である。

○計算方法

放射フラックスの計算は、細かい吸収線の微細構造を考える詳細な line-by-line 法を用いず、吸収帯毎に積分した透過、吸収を考える broad band model を使った。

水蒸気 6.3 μm 帯と回転帯 ($\lambda > 15 \mu\text{m}$) は、

Staley & Julica (1970) に基づく flux emissivity の表現

$$E(\omega, T) = 0.59 \left(\frac{T}{T_0} \right)^{\frac{1}{4}} \left(1 - \frac{1}{1 + A_i \cdot \omega^2} \right) \quad (1)$$

によった。ここで ω は等価水蒸気量

$$\omega = \int \left(\frac{P}{P_0} \right) \left(\frac{T_0}{T} \right)^{\frac{1}{2}} d\omega \quad (2)$$

であり、 T, P, ω, A_i は 温度、気圧、水蒸気量として吸収帯毎の定数である。15 $> \lambda > 12.5 \mu\text{m}$ の回転帯は Rodgers & Walshaw (1966) による透過率の表式、又水蒸気の連続吸収は Bignell (1970) に基づく flux emissivity で与えた。 CO_2 15 μm 帯と O_3 9.6 μm 帯の吸収は、Ramanathan (1976) による total band absorptance

$$A = 2A_0 \ln \left\{ 1 + \frac{\sum \bar{u}_i}{\sqrt{4 + \bar{u}_i (1 + 1/A_i)}} \right\} \quad (3)$$

で表わした。ここで A_0 は effective band width

parameter, n が考える sub band 数。 \bar{u}_i と β_i は各々の sub band に対する無次元の吸収物質量和 line width parameter である。さらに、吸収帯のオーバーラップ、水蒸気連続吸収と回転帯、 CO_2 15 μm 帯、水蒸気回転帯と連続吸収、そして O_3 9.6 μm 帯と水蒸気連続吸収の3か所を考慮した。

この方法は、計算精度は数%程度だが、逆転の変化によるフラックスの変化を調べる目的には十分な精度ということで、使用した。実際には、月平均の測定値と比べ良い一致を示した。

モデル大気としては、みずほ基地では高層の情報も十分得られないので、700 mb 層 (標高 2230 m のみずほ上空、約 300 m、典型的な逆転層の上端) より上層は、昭和基地高層データから温度、湿度分布もとリ、オゾン量も考える。700 mb 層より下は、みずほの地表面温度との間で、逆転層の温度、湿度プロファイルも種々検討した。全層を 30 層に分け、そのうち逆転層 300 m は 7 層に細分した。

レベルでの下向フラックスは、例えば flux emissivity の表現をとると

$$L_d = \int_{P_0}^P \alpha T^4 \frac{\partial E}{\partial P} dP \quad (4)$$

と計算される。ここで P_0 は大気上端の気圧、 α はステファン-ボルツマン定数である。

○逆転層の形と放射フラックス

逆転層内の温度、湿度分布を変えると、長波フラックスがいかに変化するかを調べた。図 1 に示した 5 種の温度、4 種の相対湿度分布について計算された長波フラックスが図 2 である。逆転層の厚さが増えることによる L_d の変化が現われるが、逆転がなくなる場合 (5) を除くと、地表の L_d は 5% 以内の変化にあつまっている。又、水蒸気分布の違いによる変化は極めて小さいことがわかる。このことは、逆に上層 (逆転層内) のデータが精確に分らなくとも、以下の議論にそう大きな影響は無いことを示している。今回は、逆層サングの

結果と比較して、3(温度)-2(湿度)のプロファイルと典型例として使った。

○逆転温度と長波放射収支

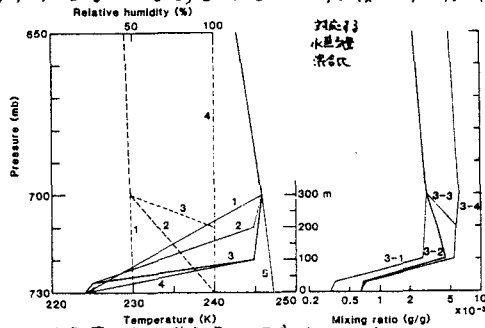
図-3に、逆転温度 ΔT (表面温度 T_s と上空300mの温度 T_x -昭和700mbで代用一の差)と長波の正味放射量の関係を示した。1979年の観測から求めた晴天日の月平均値(○)は、バウツキはあるもののほぼ直線関係にある。観測時に対応する温度、湿度分布による計算値(Δ)も同様の関係にある。さらに、上層の温度湿度分布を固定して、逆転層の強度のみ変えた計算も試み(Δ)細破線で結んだ。この結果、 ΔT 変化による L_n 変化率は2.2~2.5と狭い範囲に入り、全体の測定、計算値は平均して

$$-L_n = 96.3 - 2.38 \Delta T \quad (5)$$

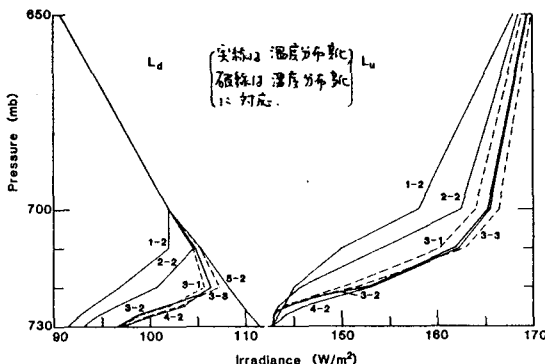
なる直線関係で近似された(太破線)。これは

$$\begin{aligned} -L_n &= L_u - L_d = \sigma T_s^4 - \epsilon^* \sigma T_x^4 \\ &\approx (1 - \epsilon^*) \sigma T_x^4 - 4 \sigma T_x^3 \Delta T \quad ; \Delta T \ll T_x \quad (6) \end{aligned}$$

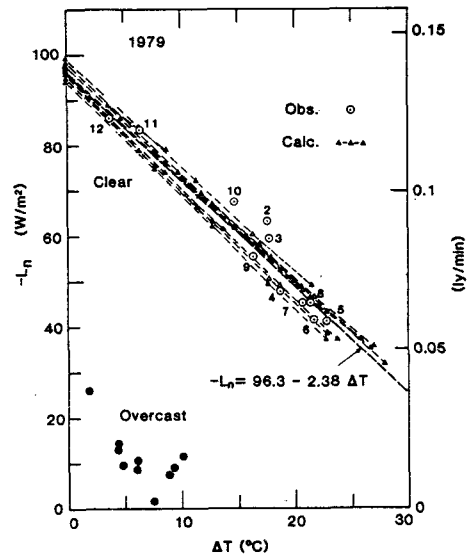
のアナロジである($\epsilon^* = L_d / \sigma T_x^4$: 雲放射率)。



(図-1) 計算に使った逆転層内 温度(実線) 湿度(破線) プロファイル。



(図-2) 計算された下向(L_d), 上向(L_u)長波放射フラックス。
図-1のプロファイルに対応 (前: 湿度, 後: 温度)



(図-3) 逆転温度 ΔT と正味放射 L_n の関係。

実際には、同じ ΔT でも L_n の差があるが、これは水蒸気量と温度の違いにより明瞭に表わすことができた。

曇天の場合は、図-3の下の方に点が分布し、 ΔT とは異った関係にある。これは上層の射出率が著しく大くなる変化のためで、上記の形式的な ΔT と L_n の関係では表現できない。全体の熱平衡の因果関係を見る必要がある(前回シンポⅧ-2, p56 参照)。

○長波放射の年々変動

上記ではすべて1979年のデータから議論を進めたが、1980年の場合いく分様相が異なる。79年に比べ、冬期、温度が高くかつ水蒸気量が多いため(沿岸近くの開水面の存在に対応)同じ晴天日でも L_d が著しく大きい。 ΔT との関係でも、図-3の太破線より下側に多くのデータがくる。水蒸気が多く大気の射出率も大きいためと考えられるが、その他昭和基地上空とみずほ基地上空の関係が、必ずしも同じではなく、今回の方法がすべて昭和基地上層データを参考に議論をしているための影響でもあり得る。但し、昭和基地地上と異り、昭和700mbとみずほ地上の温度変化は月平均スケールでは極めて良く対応している。この点は発表の際に議論する。

II-3

AVHRR画像を使用した雲、海水の抽出

田中信也(富士通)、山内恭(極地研)、川口貞男(極地研)

1. はじめに

気象衛星NOAAシリーズには可視、近赤外、赤外の放射計(AVHRR)が搭載され、これらの放射計によって広範囲の地表情報を得ることが出来る。しかし、雲、雪、氷の混在している地域より雪、氷の地域を抽出することは一種の波長帯の情報だけでは困難な場合が多い。

ここでは、AVHRRの可視、近赤外および赤外2チャンネルのマルチスペクトル解析を行い、昭和基地付近の海水地域の抽出を行った。

2. 前処理

受信されたHRPTデータに以下の前処理を行う。

- (1) HRPTデータよりAVHRRデータを抽出する。
- (2) AVHRRデータのうち可視、近赤外データはアルベードへ、赤外データは輝度温度に変換する。
- (3) 得られた画像データより解析に使用する領域のデータを抽出し、地図上へ投影する。

3. 解析

今回の解析は海水の抽出を目的とした。そのため光路、大気による影響に関しては補正を行っていない。図1、2に南極大陸、海、氷、雲を含むABZ地点間のAVHRRのCH1~4のアルベードまたは輝度温度を示す。これらのチャンネルの輝度温度差、アルベード差を利用して海水の抽出を行った。

3.1 雲の抽出

CH3(3.55~3.93 μm)、CH4(10.3~11.3 μm)の赤外データを使用して雲の抽出を行った。

CH4は窓領域のため、観測される輝度温度は地表または雲頂温度にはほぼ一致する。CH3も同様に窓領域であるが、太陽光の影響を受けるため昼間では地表、雲頂からの放射と太陽光の反射光を観測している。よって、CH3とCH4の輝度温度の差は太陽光の地表、雲頂での反射量と考えられる。図3にCH3とCH4の輝度温度の差を示す。図中の輝度温度の差は雲と雪・氷・海の反射率の違いのためと思われる。雲の地域では他の地域に比べ輝度温度差が大きい。これによって雲の地域を抽出することが可能である。

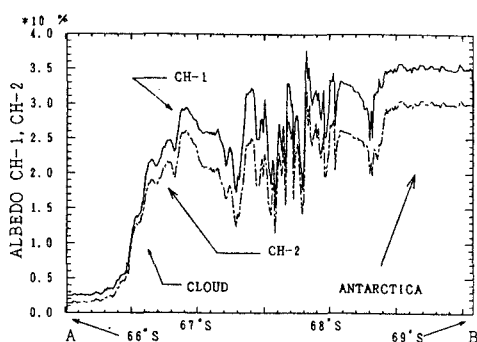


Fig.1 The Albedo graph of CH-1 and CH-2, NOAA AVHRR on Jan.17, 1982 at 13:50 (take along the line extending from 42.0°E, 66.0°S to 42.0°E, 69.0°S).

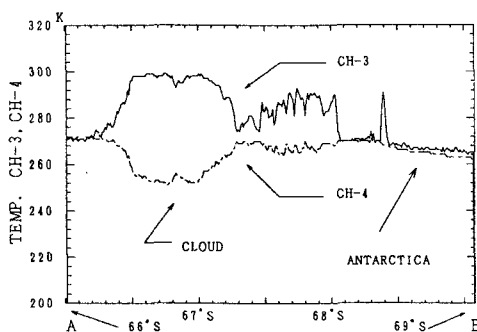


Fig.2 The brightness temperature graph of CH-3 and CH-4, NOAA AVHRR on Jan.17, 1982 at 13:50 (take along the line extending from 42.0°E, 66.0°S to 42.0°E, 69.0°S).

3.2 海水面の抽出

CH1 (0.58 ~ 0.68 μm 可視), CH2 (0.725 ~ 1.10 μm 近赤外) のデータを使用して海水面の抽出を行った。

CH1, 2で観測されるデータは地表、雲頂による太陽光の反射率であり、CH2の方かCH1よりも地表の状態(海、陸、氷)によって影響を受け易い。図4にCH1とCH2のアルベードの差を示す。海水面では他の地域に比べアルベード差が小さいことがわかる。これによって海水面の地域を抽出することが可能である。しかし、アルベードの小さい雲に対しては海水面と雲を区別することがむずかしい。

3.3 海氷の抽出

3.1と3.2で得られたデータによって海氷を抽出することが可能である。しかし、雲の種類、雪、氷の状態によって輝度温度やアルベードが変化するため、それぞれを区別するには必要な閾値を容易に決めることはできない。ここでは上記の2画像とCH4の輝度温度画像を使用し、それぞれをR・G・Bに割り当てフォルスカラー表示を行った。これにより、雲、海水面、雪、氷の地域を色に

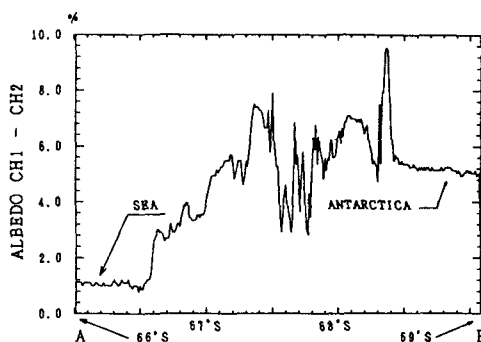


Fig.4 The albedo graph of subtracting CH-2 from CH-1. NOAA AVHRR on Jan.17,1982 at 13:50 (take along the line extending from 42.0°E,66.0°S to 42.0°E,69.0°S).

よって区別することができた。

4. おわりに

この解析方法によって昼間の雲の除去が可能となり、軌道の変化する画像を比較することによって海氷の移動、登陸状態を観測することが可能となった。

参考文献

1. Warren J. Wiscombe and Stephen G. Warren
A Model for the Spectral Albedo of Snow. I: Pure Snow
Journal of Atmospheric Sciences, Vol.37 (Dec.1980)
2. Giiichi Yamamoto, Masayuki Tanaka and Kazuo kamitani
Radiative Transfer in Water Clouds in the 10-Micron
Journal of Atmospheric Sciences, Vol.23 (May 1966)
3. Giiichi Yamamoto, Masayuki Tanaka and Syoji Asano
Radiative Transfer in Water Clouds in the Infrared
Region, Journal of Atmospheric Sciences, Vol.27 (March 1970)
4. Jeff Dozier
Effect of Grain Size and Snowpack Water Equivalence
on Visible and Near-Infrared Satellite Observation of
Snow, Water Resources Research, Vol.17, No.14 (Aug.1981)

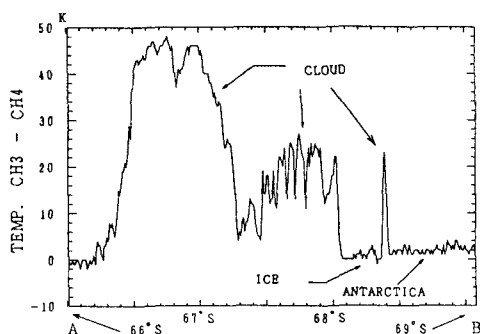


Fig.3 The brightness temperature graph of subtracting CH-4 from CH-3. NOAA AVHRR on Jan.17,1982 at 13:50 (take along the line extending from 42.0°E,66.0°S to 42.0°E,69.0°S).

III-1

NOAA衛星MSUによる海水縁識別の試み

瀬尾 洋一(電気通信大学), 山内 恭(国立極地研究所)

南極昭和基地では1980年よりTIR O S-Nシリーズ極軌道気象衛星のHRPTデータの受信を行っている。

HRPTデータには表1に示すAVHRR, HIRS/2, SSU, MSUの各種走査放射計によるデータが含まれている。

これらのうち海水状況の判読に使えるデータとしては、AVHRRの可視から赤外までの5チャンネルの画像データの他にMSUのチャンネル1(50.31 GHz)のマイクロ波データがある。

AVHRRによるデータは衛星直下の分解能が1.1 Kmの高分解能画像であり、我々にとって得難なパターン認識による海水の識別ができる点で最良であるが、チャンネル1の可視画像とチャンネル2の近赤外画像は夜間及び太陽高度の低い季節には使用できなく、南極では11月から2月にかけての4カ月足らずしか使用できないという欠点があり、チャンネル3~5の赤外画像は昼夜間のデータ使用が可能であるが、夏季の画像は不鮮明な画質となる他海水と海水の温度差がない時には両者の識別が困難となる。

さらにAVHRR画像の最大の欠点として、雲による影響が大きく、雲の下は全く何も識別することができなくなることがあげられる。

MSUによるマイクロ波放射計のデータは分解能が衛星直下で109.3 Kmと悪いのであるが雲による影響がほとんどなく、昼夜使用できることに加えて射出率のちがいにより海水と海水の識別が行えるという長所がある。

今回NOAA衛星のMSUによる海水縁の識別を昭和基地周辺の海水域について試みた。

MSUは4チャンネルのマイクロ波放射計より構成されている。各チャンネルの中心周波数及び主な吸収体と荷重関数のピークの位置を表2に示す。

MSUのチャンネル1は図1に示す形の荷重関数を持ち、ピークの位置は地表にあり、地表の射出率、雲の透過度等を求める目的に使用される。

MSUのような受動型マイクロ波放射計では誘電率(ϵ_0)により射出率(ϵ)がかわる。一般に水と固体では誘電率の差が大きく、このことから海水と海水は容易に識別できることが期待される。海水と海水の表面温度が同じであっても衛星で観測される輝度温度は $T_B = \epsilon T$ (T : 物体の真温度) の ϵ の値により明瞭な温度差がでてくることになる。

マイクロ波の放射伝達方程式は

$$T_B = \epsilon_s \cdot T(s) \tau(\nu, \nu_s) - \int_0^{\nu_s} T(r) \frac{\partial \tau(\nu, \nu_r)}{\partial \nu_r} d\nu_r \quad \text{となる}$$

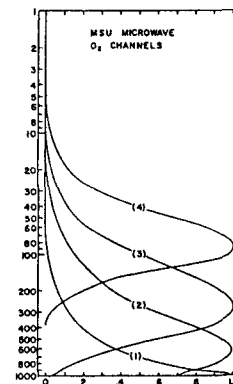


図 1

	AVHRR	HIRS/2	SSU	MSU
チャンネル数	可視1, 近赤1, 赤外3(2)	可視1, 赤外19	赤外3	マイクロ4
走査巾	$\pm 55.4^\circ$	$\pm 49.5^\circ$	$\pm 40^\circ$	$\pm 47.5^\circ$
スキャンタイム	1/6 sec	6.4 sec	32 sec	25.6 sec
ステップ数	2048	56	8	11
ステップ角	0.054°	1.8°	11.4°	9.47°
ステップタイム	0.0813 msec	0.1 sec	4	1.84 sec
視野角	1.3 ミリラジアン	1.25°	10°	7.5°

表 1

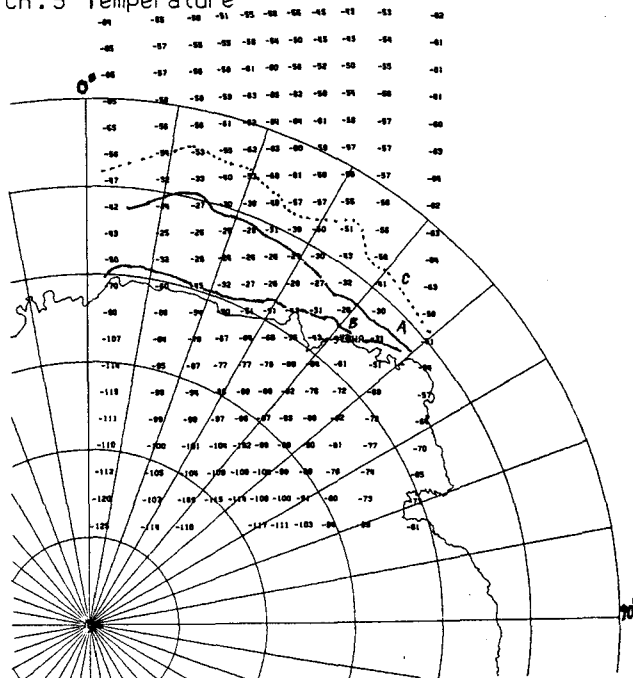
MSU	中心周波数 (GHz)	主要な吸収体	荷重関数のピークの位置
1	50.31	O_3/H_2O	地表
2	53.73	O_3	700 mb
3	54.96	O_3	300 mb
4	57.95	O_3	90 mb

表 2

図3にこうして求めたMSUの観測例を示す。同図にグランドトゥースとして、同日晴れた日のAVHRRの赤外画像より肉眼による海水の判定を行って識別できた海水縁を実線Aで示す。実線BはAVHRRにより確かめられる定着氷縁を示す。

NOAA-6 MSU
81/06/04 19:11:49
Ch.5 Temperature

このようにしてAVHRRの画像データと比較したところ、相対値としての温度の変化より海水縁の識別できそうであることがわかった。海水についてはその中に塩分と液相水分の混合物である塩水ポケットがある為射出率が複雑になる。又、マイクロ波は物質の表面の粗度、含水率、等によっても射出率が変わるのでグラントルースによるこれらの影響の確認が必要である。NOAAMSUのマイクロ波による氷縁の識別は分解能の点から夏期には行っても意味がないが冬期は大ざっぱであるが海水発達の様子をつかむことができそうであり、月別変化を求めているところである。



III-2

Lützow-Holm 湾の海氷と昭和基地の気温

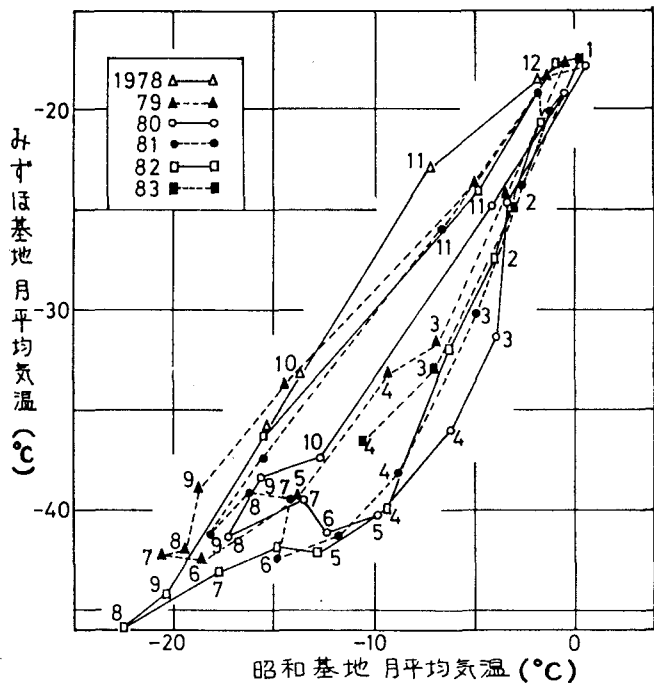
小野 延雄 (北大低温研)

海氷の存在がその地域の気候形成にどのようなかわっているかを知ることは、広域の気候に海氷がおよぼしている影響を明らかにするうえでも重要である。昭和基地のあるオンブル島はリュツオホルム湾東岸の南極大陸から幅約5kmのオンブル海峡によって隔てられており、島の周囲は多年氷の定着海氷で覆われている。昭和基地(69°00'S, 39°35'E)の沖合、40°E子午線上の流氷縁位置の季節・経年変化が、楠(1975¹⁾, 1979²⁾)によって調べられ、海氷域は10月頃最大になつ58°S付近にまで達すること、11月には急激に縮少しはじめ2月に最小となつて68°Sあたりまで後退すること、氷縁位置の年による変化と昭和基地の年平均気温の変化とのあいだに一見してわかるような関係が認められないことなどが示された。

今回の発表は、時間・空間スケールをもう少し小さくとして、昭和基地の月平均気温と昭和基地周辺の海氷域とのあいだの関係について調べたものである。とくに1980年3月18日に昭和基地周辺の定着氷が流出し³⁾、基地南設以来といわれる南水面が近くに出来た影響が昭和基地の気温にどのように現われるかに注目した。用いた資料は昭和基地の気候資料(1981南極資料73)であり、それ以後については極地研ニュースを利用した。

右図に結果の一例を示す。昭和基地の月平均気温の平年値からの偏差が、局地的なものをもっと広域的なものをも見るために、みずほ基地南設以降の資料によって両基地の月平均気温の関係を描いたものである。

全体としてみずほ基地の気温は夏で約18度、冬で25度位昭和基地より低い値を示し、昇温期に小さく下降期に大きい差のでるループとなっている。年によるバラツキの少ない月は12~1月であり、昭和基地に南しては海氷表面の融解が気温を氷点近くに保つ役割を果たしていると考えられる。ループからの大きなずれは注目の1980年3月に見られ、4,5月と尾をひいているのがわかる。同様のずれは81年4,5月にも見られるが、この年にも5月末までオンブル海峡から湾奥部にかけてポリニアができていたことが吉田によって報告された(5回海氷図シラビシ)。一方翌82年4,5月は、みずほ基地の気温が平年より低いものを見ることができると、その凍結期に基地の気温に有意の影響が現われるという結果が得られた。



- 文献 1) 楠宏 1975 南極昭和基地周辺の海氷縁の変動 雪氷 37, 192-200. 2) Kusunoki, K. 1979 Variations of sea ice conditions in Lützow-Holm Bay area, in Antarctica, in last 20 years. in Sea level, Ice and Climate Change, 171-176. 3) 小林俊一 1982. 1980年の昭和基地周辺の海面凍結過程. 雪氷 44, 197-203.

III-3

南極Queen Maud-Enderby Land沖の海況

若土正 曉 (北大低温研)

I. まえがき

日本南極観測隊は、1965年の観測再開(オク次)以来、毎年夏期に昭和基地周辺のかなり広い海域で海洋観測を実施してきた。勿論現在も続行中であり、今までに得られたデータは、ぼう大な量になる。今後とも、このような観測を継続し、データを集積しつづける事も、極域海洋では尚必要のことではあるが、今後のためにも、こゝで今までのデータを整理し、「ふじ」が南緯55°から南極域に入り、今までに航行してきた海域が、どういう状況にあるのかを知っておく必要がある。ねらいとしては、まず今回は、対象とする海域に年変動なく常に存在する特徴を引き出すことにある。

尚、一航海で明確な目的を設定することなど到底許されなかった当時の状況の中で、とにかくデータを集積することが先決と決断され、実行されてきた関係各位に感謝の意を表

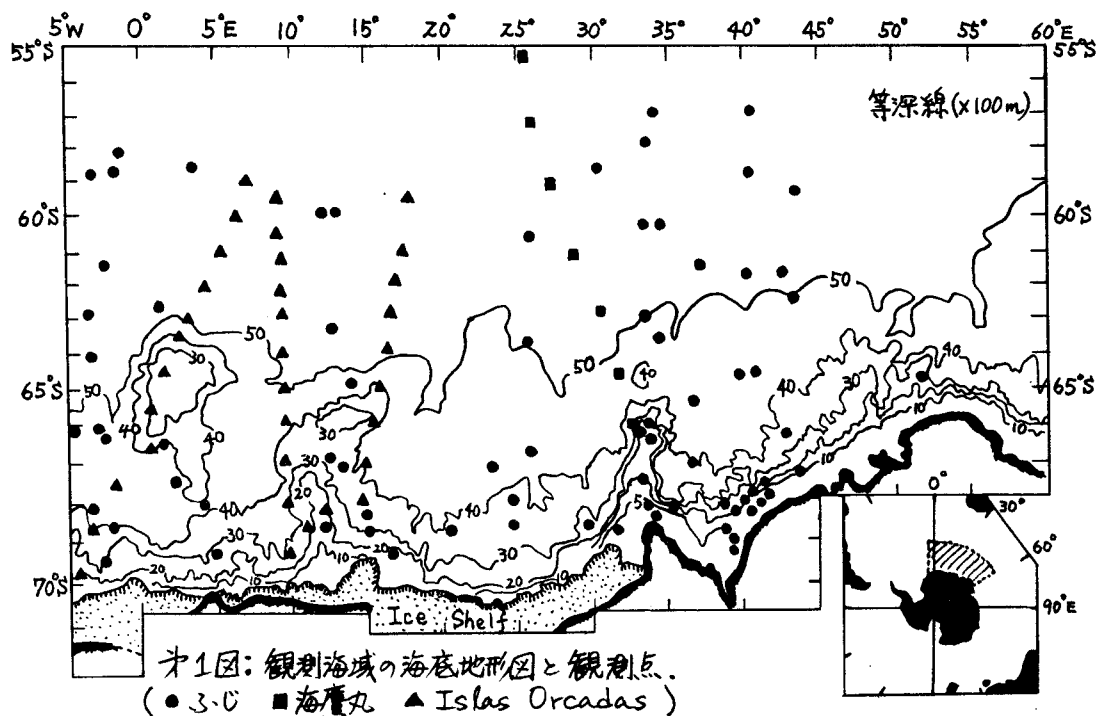
します。

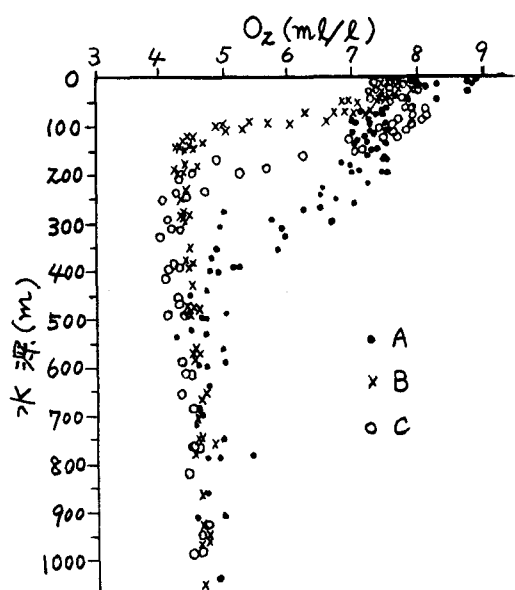
II. 対象海域及び使用データ

研究対象とする海域は、オ1図に示したように、Weddell 海東部から南西インド洋にかけてである。この辺りは、南極周辺でも、末踏に近い海域の一つである。用いたデータは、1966年から1978年までの13年間、1月末から3月上旬までの間に、「ふじ」によって得られたものが中心であるが、海鷹丸(1957年3月上旬)、Islas Orcadas (アルゼンチン、1977年1月~2月)のデータも参考のために含めた。

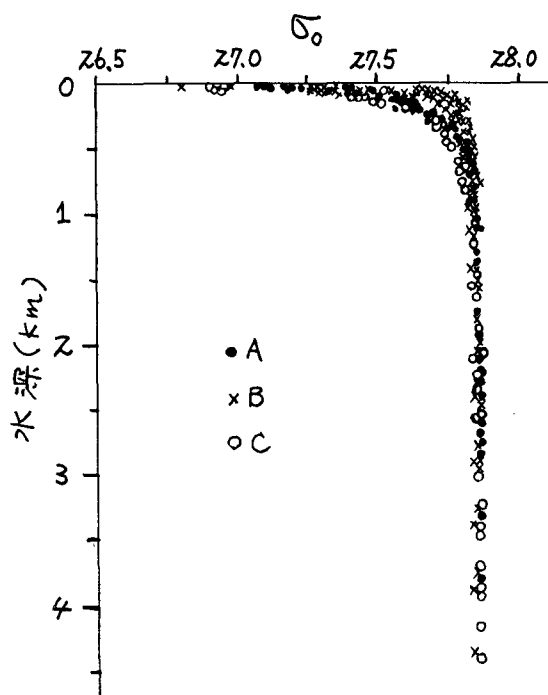
III. 解析結果

ある海域に於て、水塊の分類をする場合、通常、水温(θ)—塩分量(S)図が用いられるが、南極周辺海域のように、 θ , S ともにそれほど違いが無いようなところでは、海水の古さの指標として、しばしば用いられる溶存酸素量(O_2)が、より有効である。「ふじ」に



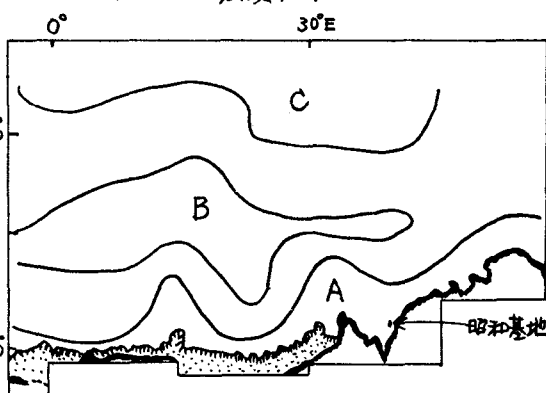


オス図: 溶存酸素量分布



オ3図: 密度分布

よって得られた O_2 のデータをすべて、水深の関数としてプロットしてみると、年変動する水深50~60m以浅は別として、それ以深約400mまで、非常にバラつくことが判った。そこで、その水深あたりのデータを注意深くながめてみると、オス図に示すような、A、B、Cの3つのグループに分類されることが判った。これらを地域的に見ると、Aは沿岸附近の水深2000m以浅の海域に相当し、その沖合にBのグループがあり、さらにその沖合にCが位置していることがわかった。この他、 θ や S も同様に、このあたりの水深(70~400m)のところで、お互い他とはっきり区別される3つのグループに分類されることが判った。これらのデータは、観測した年が、各グループともそれぞれ異なっているにもかかわらず、水深70~400mのところの海水は、それぞれの海域で、必ずそれぞれの特徴をもつ。オス図に示されたように、お互い他のグループに侵入しているようなデータは1つもない。違いが最も顕著な水深150mあたりの海水に注目すると、それぞれのグループの特徴が明確になる。即ち、Aは、低温低塩分高酸素であり比較的新しい水である。その逆にBは、高温高塩分低酸素で古い水であり、Cは、その中間ということになる。オ3



オ4図: 水深150mの水塊分類

図に示されたように水深1000m以深の海水の密度は、すべての海域でほぼ一樣なので、結局Bの海域の水が最も重く、Cの海域の水は比較的軽いことがわかる。違いが最も顕著な水深150mのところの O_2 、 θ 、 S のデータから、A、B、Cを地域分けしてみるとオ4図のようになる。中央に重たいBの水があるので、この辺りは、時計回りの循環が考えられ、この海域の特徴を示している。その他、いくつかの特徴が見い出されたが、それについては、シンポジウムの時に述べる。

III-4

ウェッデル海 東方海域の深層水について

本井達夫(北大大学院理学研究科)・小野延雄(北大低温研)

<1. はじめに>

1977年1月～2月にウェッデル海東方海域でアルゼンチンの観測船“ARA Islas Orcadas”によって海洋観測が行われた。Gordon (1982) は、この観測で得られたデータと1973年の“Glacier”の観測データを比較して、1977年のウェッデル海の深層水は1973年に比べて低温・低塩化していることを指摘した。

一方、我々は過去の日本南極観測隊の海洋観測データを調べたところ、そのような低温・低塩化した深層水が日本南極観測隊でも観測されていたことがわかったので、“ARA Islas Orcadas”の観測データと比較して報告する。

<2. データとその氷塊分析>

研究に使ったデータは1977年の“ARA Islas Orcadas”と1969, 1974, 1975年の日本南極観測船“ふじ”のデータである。それらの観測点の位置を第1図に示した。

これらのデータをもとに、ポテンシャル水温(θ)、塩分量(S)、溶解酸素量(O_2)か

ら氷塊を識別すると次のようになった。

- (1)南極表層水: $\theta \geq -1.8(^{\circ}\text{C})$, $S \leq 34.50(\text{‰})$, $O_2 \geq 6.0(\text{‰})$
 (2)暖層水: $\theta \geq -0.2(^{\circ}\text{C})$, $S \geq 34.68(\text{‰})$, $O_2 \leq 5.0(\text{‰})$
 (3)南極底層水: $\theta \leq -0.4(^{\circ}\text{C})$, $S \leq 34.66(\text{‰})$, $O_2 \leq 5.6(\text{‰})$

この中で、南極表層水と南極底層水は、どの観測点でも認められたが、暖層水に関しては θ , S , O_2 の値がそれぞれ上に示した値より

1)低温, 低塩, 高酸素であり, 上の定義に従うと暖層水といえない水が観測されている観測点がいくつか見出された。それらの観測点はGordon (1982)によって指摘されている観測点(図1の114～120, 122～126)であり, また1975年1月26日に $60^{\circ}27'S$, $02^{\circ}04'E$ で日本南極観測船“ふじ”が観測した観測点75-7(図1参照)であった。

<3. 低温・低塩・高酸素の深層水>

観測点75-7と観測点114～120, 122～126における θ , O_2 の鉛直分布をそれぞれ○印と△印で図2に示した。図の中で・(ドット)印で示されているのは暖層水の存在している観測点での鉛直分布で, 比較の意味で示した。

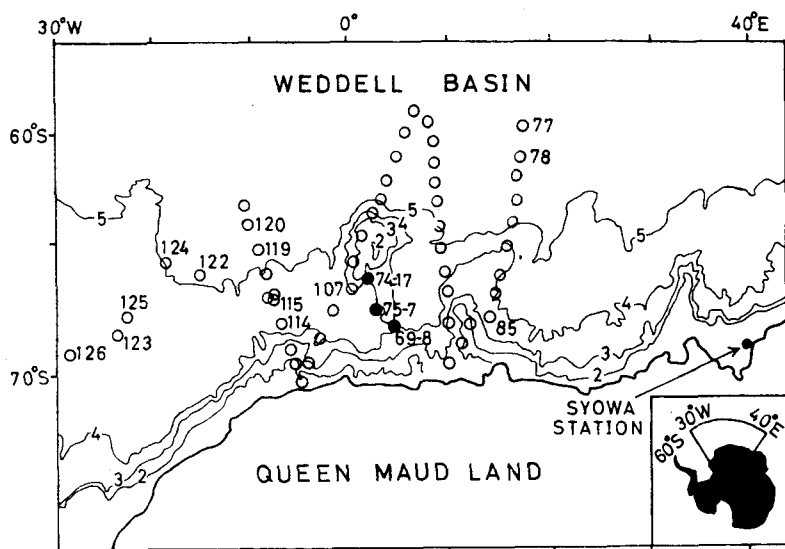


図1.

1977年の“ARA Islas Orcadas”の観測点(○)と1969年(69-8), 1974年(74-17)と1975年(75-7)の“ふじ”の観測点(●)

図2からわかるように75-7の深層水は、Gordon (1982)によって指摘された測点114~120, 122~126の低温の深層水と同じように、水深500~1000mにかけて θ が0.2(°C)以下となっている。また溶解酸素量は、暖深層水が5.0(mg/l)以下であるのに比べて、5.0(mg/l)をうわまわる高酸素値になっている。図で示さなかったが、塩分量も39.68(‰)以下の低塩値であった。このことから1975年(つまり“ARA Islas Orcadas”が観測した1977年よりも2年前)に67°27'S, 02°04'Eで低温・低塩・高酸素の深層水が“ふじ”によって観測されていたことがわかる。

図3は、1969, 74, 77年における測点75-7付近の測点69-8, 74-17, 107(図1参照)の θ , O_2 の鉛直分布と75-7のそれとを比較したものである。これを見ると水深500~1000mでやはり75-7の θ , O_2 値が低温、高酸素である。ここでもまた図に示さなかったが塩分量も低塩であった。このことから測点75-7付近で1975年以前あるいは、以後には低温・低塩・高酸素の深層水は存在していなかったのではないかと思われる。

〈4. まとめ〉

1975年1月に測点75-7の地点で、1977年1月~2月に測点114~120, 122~126の地点で、低温、低塩・高酸素の深層水が観測されている。これらの測点付近では、暖深層水が以前に観測されていたことから1975年、1977年ごろにこれらの測点付近で深層水を低温・低塩・高酸素化する何らかの現象が起っていたと思われる。Gordon (1982)が述べているように、このような

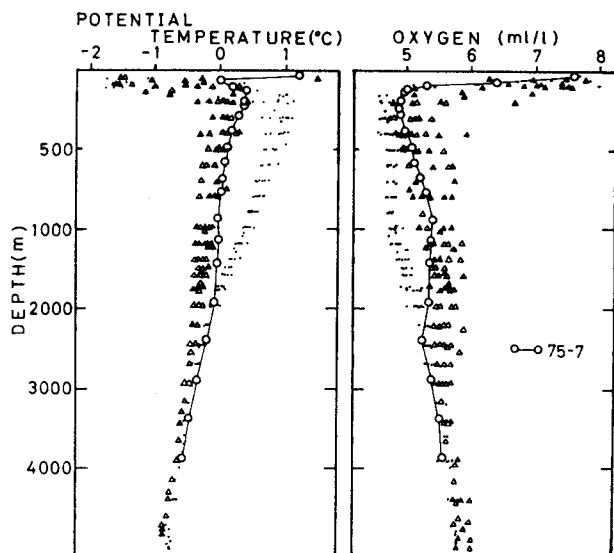


図2. ポテンシャル温度と溶解酸素量の鉛直分布
△ (は1977年の“ARA Islas Orcadas”の測点114~120, 122~126
○ (は同じく 77~85 , ○ は“ふじ”の75-7

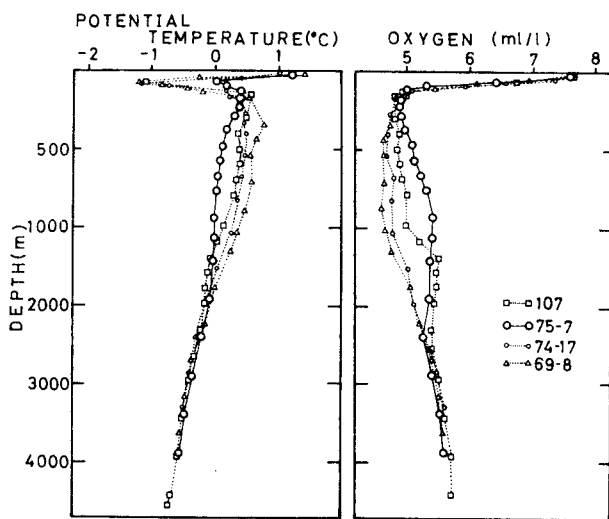


図3. 1977年(測点107), 75年(測点75-7), 74年(測点74-17), 69年(測点69-8)のポテンシャル温度・溶解酸素量の鉛直分布の比較

深層水の変化は1973~77年に見出された“Weddell Polynya”と関連があるかもしれないが、確定的な議論をするには、今後のデータの蓄積がなされている現状である。

文献: Gordon, A.L. (1982) J. Mar. Res. 40, Supplement, 199-217

III-5

インパルスレーダーによる海水厚の測定

大前宏和¹ 西尾文彦² 勝島尚美³ 石川正雄¹ 高橋修平⁴

1; 北大・低温所 2; 国立極地研 3; 北大・理 4; 北見工大

はじめに、送信出力は小さいが、パルス中が、小さく、数10cmの分解能を持つ、インパルスレーダーを用いて、海水厚の連続測定を行なった。海水の表面から送信された電波は、海水と海水の境界面で反射されて、その時間差から、海水厚を測定できる。測定されるエコー中には、海水構造を反映して、内部エコーは、場所による相違があるだろう。

今回は、海水厚の連続測定から

- 1) レーダーエコーから読みとった厚さと、実際の厚さとの関係
- 2) レーダーエコー、とくに内部エコーのちがいと、海水構造の対応

について、報告する予定である。2)については、採集した海水と調べた結果と報告する。

測定地域・方法。昭和基地から大陸へ伸びる測線に沿って、海水厚の連続測定を行なった。(図1) 図1中の番号1は、生物系の定点観測地点である。測定に使用したレーダーアンテナは、120MHz, 300MHz用の2種である。また、海水上に積雪のある場所と積雪のない場所についても測定した。図1のStation 2 地点の近くでは、海水の採集を行ない、同時に、アンテナを回転させて、エコーの強度変化を測定した。

測定結果。図2に Station 2 近くでの走査測定時のグラフック記録を示す。この付近の海水厚は140~150cmであった。グラフック記録には、クワックによると思われる反射エコーも見られる。また、海水内部からのエコーも場所により、若干のちがいが目られる。海水の底面、すなわち海水との境界面は、場所により、凹凸のちがいがあり、また境界のはっきりしない場所もある。これらは、誘電率のちがい、すなわち、海水の構造のちがいをあらわしていると考えられる。とくに底面付近は、フラインの影響で、海水と海水の差があまりない状況にあるため、境界面が、はっきりしないのであろう。

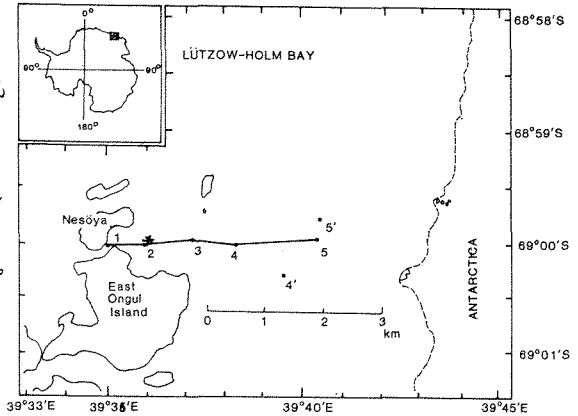


図1. 海水厚測定の測線

*は 海水試料採取地点、

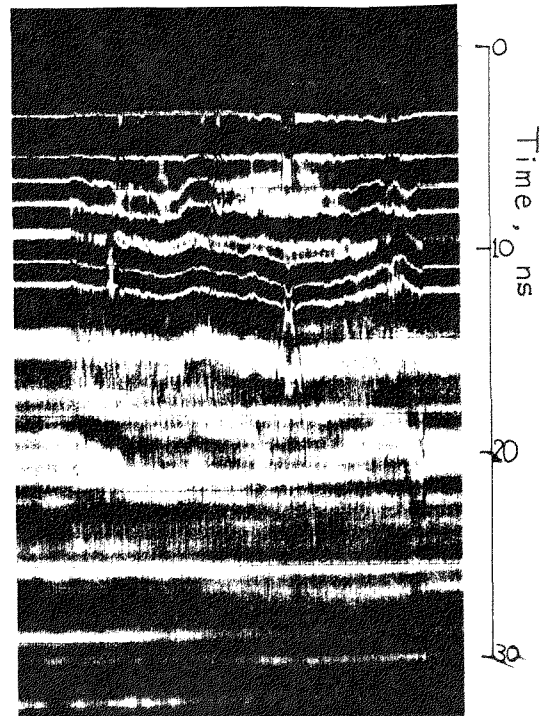


図2. Station 2 付近の海水厚測定の記録
500MHz レーダーを使用した。

IV-1

南極点高原における降水について

井上雅之(株, 自然環境科学研究所)

大竹 武(アラスカ大学地球物理研究所)

南極大陸内陸部を涵養する機構はいまだ明らかにされていない。特に南極大陸の内陸部では, 晴天降水 (Clear sky precipitation) といった奇妙な現象が見られることもあって, そこでの降水現象の理解を混乱させているように思われる。著者らは, 1978年11月から1979年1月にかけてアムンゼン=スコット基地において行なった気象観測を基にして降水についての解析を行なった。ここにその結果を報告する。

ラジオゾンデを用いた高層気象データを解析するにあたって, "可降雪量"なる量を定義する。高層の大気では, その場が氷飽和以上の水蒸気密度であれば, その場の氷晶は成長しつづけるものと考えることができよう。従って, その場が過氷飽和であるかどうかは, その場の氷晶が成長可能であるかの判断基準になるであろう。そこで, このような過氷飽和の水蒸気量ぶんに限って空間積分値を求め, それを"可降雪量"とした。氷飽和以上の混合比を Δx (g/kg) とすると, 単位面積あたり, 下限を P_1 (mb) とし上限を P_2 (mb) とする気層に含まれる Δx の量, あなわち "可降雪量" は,
$$\frac{1}{g} \int_{P_1}^{P_2} \Delta x \cdot dP$$

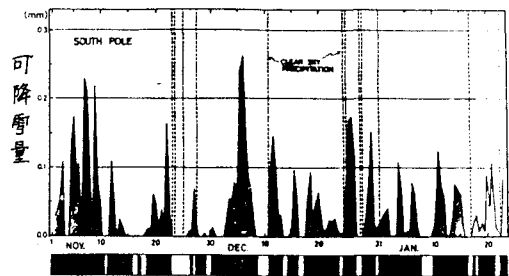
となる。

この"可降雪量"の考え方をを用いて, 日本での降雪現象を解析したところ非常に有効であった。特に, この"可降雪量"をデータ・ウィンドのような使い方をすると, 日本での降雪現象をうまく表現できることがわかったので, 同じ手法を南極点高原における降水現象に適用することにある。

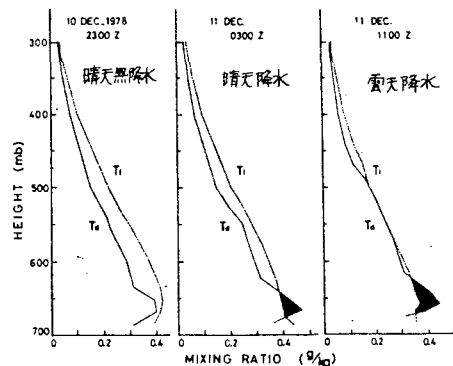
図-1には, ラジオゾンデの結果から計算した"可降雪量"の時系列を示した。図中の点線は, 晴天降水のあった日を示している。また, 図の下部には, 曇量(晴天か曇天か)を示した。"可降雪量"がゼロの日と, 晴天の日との対応は非常に良い。点線が示す

晴天降水が出現した日は, "可降雪量"が少ない日に対応している。また, "可降雪量"時系列は, 4~5日の周期性をもった変化をしていることが明らかである。

図-2には, 典型的な晴天降水のときのラジオゾンデの結果を示した。2300mには晴天無降水であったのが, 0300mには晴天降水となり, 1100mには雲が出現してそこからの降水が見られた。以上の様子は, 図中の斜影で示した過氷飽和の気層の変化で説明が可能である。これらから, 晴天降水は, 晴天無降水の状態から, 雲からの降水の状態に推移する過和に出現する, 過渡的現象であると結論した。



(図-1)



(図-2)

これらの結果から, 南極点高原における降水は, 大陸周辺のじょう乱によって高温多湿の気団が輸送されたことによると考えた。

IV-2

みずほ高原からえにコアにおける酸素同位体垂直分布 (その1)

—— 昭和基地の気温変動との関連性 ——

加藤 喜久雄 (名大・水圏研)

氷床コアにおける酸素同位体組成 ($\delta^{18}O$) の変動が過去の気温変動の指標となりうることはよく知られたことである。ところが、対象とされてきたものは長期にわたる大きな気温変動であり、 $\delta^{18}O$ の変動が真に気温変動を反映したものであることを確認する必要がある。

一方、昭和基地における降雪とみずほ基地における積雪の $\delta^{18}O$ の月平均とそれらの基地の月平均気温との間には良い相関関係の存在することはすでに報告してきた。そこで、今回はみずほ高原からえにコアのうち、 $\delta^{18}O$ の季節変化の認められたコアについて、 $\delta^{18}O$ の変動と昭和基地の気温変動との関連性について検討した。

雪の生成される 800 mb, 700 mb の年平均気温と年平均地上気温との関連性をみたところ、両者がかなり良い相関関係にあることがわかった。そこで、図1に示したように、 $\delta^{18}O$ 垂直分布に季節変動の認められた H128 コアについて、 $\delta^{18}O$ 、総β線量、積雪層位解析の結果から年層を決め、H128 コアにおける $\delta^{18}O$ の年平均と昭和基地の年平均気温との関連性をみた。その結果を図2に示した。図から両者の間にはかなり良い相関関係が存在することがわかる。このように、コアにおける $\delta^{18}O$ の変動が過去の気温変動の指標となりうることを示された。

さらに、H128 コアにおける $\delta^{18}O$ の季節変化と昭和基地の気温の年変化などとの関連性をはじめ、についても報告する。

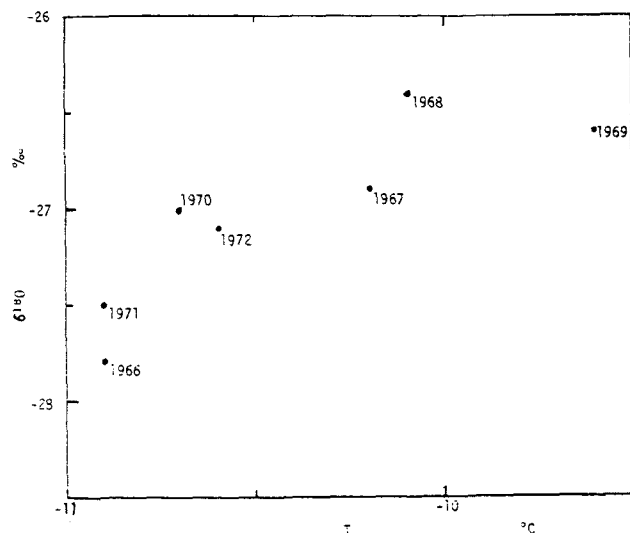
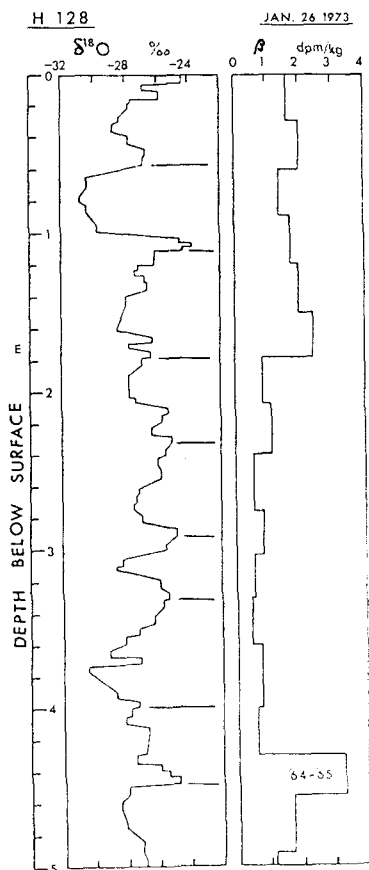


図2 H128コアにおける酸素同位体組成の年平均 ($\delta^{18}O$) と昭和基地における年平均気温 (T) の関係。

図1 みずほ高原 H128 で 1973 年 1 月 26 日に掘削されたコアにおける酸素同位体組成 ($\delta^{18}O$) と総β線量 (β) の垂直分布。

IV-3

中高緯度における波の活動と極の温度 惑星間空間磁場境界通過に対する応答の場合

三角幸夫 (京都大学 理学部)

去年の気象図ミシゴジウムで惑星間空間磁場境界通過に対する南極の大気の変動を調べた結果を報告した。その結果の応答を表1にまとめた。この解析は発表者自身が北半球全球の解析で見出した極域の応答に対応する現象が南半球に存在するかどうかを調べることを目的にしていた。すなわち、北半球の応答が北極域に集中している(表1)に着目し南極域の解析によってデータの少ない南半球における応答の有無を判断しようとした。

両極の応答を比較する。時空間の広がり是非常に類似している。特に半年ずれた各半球の冬に存在することは統計面からも大きな意味を持つ。問題点は、これがもっとも重要であるが、応答の傾向が違っていることである。この違いが南北半球の構造の差によるのか否かが問題として残った。この問題を解決するために、まずデータの豊富な北半球において応答の過程を明確にし、その過程に必要な北半球の一般的な特性と南半球の特性を比較し違う応答が期待できるかどうかを調べることにした。この方法は応答が見出された南半球のデータは必要としない。

まず、北半球の応答の原因として惑星波に着目した。惑星波の平均場に対する影響を調べるのに Andrews と McIntyre によって提唱された E-P flux を持った。この量は波の

表1

期間	1965~1971 (70'欠測)	1965~1972
季節	Jun.~Sep.	Dec.~Feb.
日時	通過 1.5 日	通過 日
傾向	温度極大	温度極小
領域	300~500mb 極点 (Amnson Scot)*	500~850mb 90°~70°N
有急性	5%~	0.1%~

*. 標高 2500m 程度の台地上にある。

*2

$$\bar{v}^* = \bar{v} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z})$$

$$\bar{w}^* = \bar{w} + \alpha \cos \phi \frac{\partial}{\partial \phi} (\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \cos \phi)$$

エネルギーの伝播方向を示し、その散散は波の平均場への寄与を表わす。

transformed Eulerian mean equation

(O'Neill & Youngblut
(1982))

$$\frac{\partial \bar{U}}{\partial t} = f \bar{v}^* + \frac{1}{\rho \alpha \cos \phi} \nabla \cdot \bar{F}$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -\bar{\theta}_z \bar{w}^* + Q$$

$$\frac{1}{\alpha \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\bar{v}^* \cos \phi) + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (r \bar{w}^*) = 0$$

\bar{F} が EP flux で

$$\bar{F} = (-\rho \alpha \cos \phi \bar{v} \bar{w}, \rho \alpha \cos \phi \frac{f \bar{v} \bar{\theta}}{\bar{\theta}_z})$$

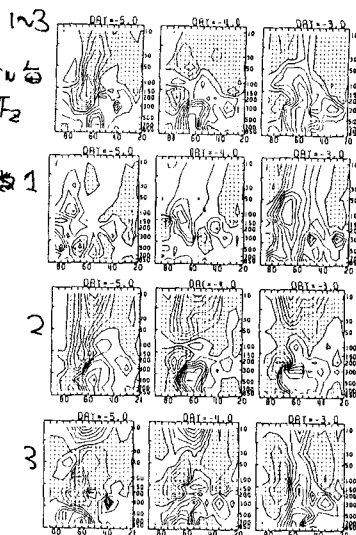
$$\nabla \cdot \bar{F} = \frac{1}{\alpha \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\bar{F}_\phi \cos \phi) + \frac{\partial}{\partial z} (\bar{F}_z)$$

- 総度 千の 'それ' のずれ *2

結果

北半球の応答は、通過5日前ぐらいから起る 150mb を中心とする波数1と対流圏内を中心とする波数2,3のEP fluxの垂直方向成分の減少(図1)によって起る一連の波と平均場との相互作用で説明された。この垂直成分の変化についてさらに議論する予定である。

図1
標準偏差を10%毎に標準化した \bar{F}_z の白い所が負



IV-4

南半球の成層圏循環について

—平均風と波動のふるまい—

塩谷 雅人・廣田 勇 (京大・理)

▶ はじめに

GARP・FGGE以来、南半球における気象観測データが急増してきており、その大気大循環像がしだいに明らかになりつつある。特に近年、気象衛星からの観測とあいま、て、南半球成層圏循環の姿が北半球と同等に論ずることができるようになってきている。実際、これまでも衛星データを用いた南半球成層圏循環の解析はいくつかあるが、それらは短期間の解析であり、温度場・平均風・波動の相互関係の理解に欠ける点があった。

ここでは筆者らの最近の研究(Hirota, Hirooka and Shiotani, 1983, Q.J.R.M.S.)の発展として、主にNMC Stratospheric data(Jun, 81~Aug, 82)を用い、さらにSSU, SCRのデータも補助的に使いながら、南半球成層圏循環に関し特に平均風と波動の相互作用に注目して、その描像を系統的に理解することを試みる。

▶ 解析結果

1981年の解析例を中心にして、南半球の冬から晩春(Jun~Nov)にかけて風や波が季節進行とともに、どのように変化するかを列記する。

〈Jun, Jul〉 jet は中緯度上部成層圏にあり、最大風速は130%にまで達し、日々の変動も小さく極めてシャープである。またこの期間、波の活動度は小さい。

〈Aug〉 8月に入、て主に東進する波数2の寄与による波の活動度が高まり、中旬に約10日ほどでjetが高緯度中部成層圏にshift downする。それにともな、て今度は波数1の波の活動度が増大する。

〈Sep〉 jetは風速変動をしながらも高緯度中部成層圏にあり、ほとんど位置を変えない。

〈Oct〉 jetの中心が下方へ降りるようになり、しだいに弱まる。波数1の活動はSep~Octの間ず、と続く。

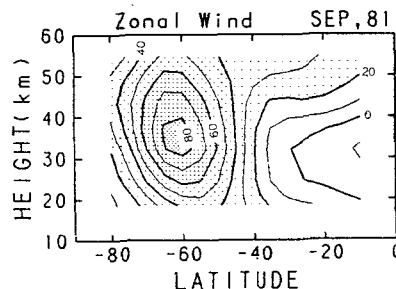
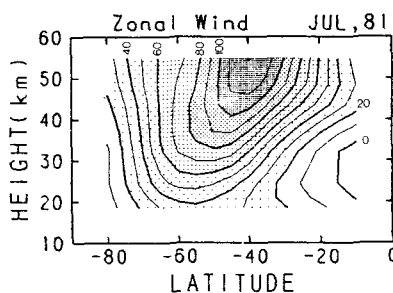
▶ 考察

これまでの解析(Hartmann 1976, Harwood 1976, Hartmann et al. 1983)及びSSU, SCRによる補助的な解析から、南半球の成層圏循環像は年による若干の違いはあるが、ほぼ上で述べたような季節進行をしている。この中で晩冬に起こるjetのshift downは、南半球成層圏循環に関する最大の特徴である。特にこのshift downを境として、その前後で波の活動度が異な、ていという事実は、平均流と波の相互作用を考える上で興味深い。これを説明するためにたとえば次のような仮説が考えられる。1) 対流圏のforcingはほぼ定常であるが、tropopause付近に風のプロファイルで決まるような一種のシャッターのメカニズムがあり、jetのshift downにともな、てこのシャッターが開き、成層圏における波の活動度が高ま、た。2) 成層圏jetのshift downにともな、て、対流圏の風のプロファイルも変化し(たとえば中高緯度で加速して)対流圏のforcing自体が増大した。これらの仮説は、北半球の風と波の変動に対しては適用できる。

このように、成層圏循環を理解するには対流圏をも含めた解析及びその理解が必要

不可欠である。今後は、南北両半球の対流圏をも含めて、上の2つの仮説の検証を行なうための解析を進めたい。

◀月平均のZonal Wind (m/s)



IV-5

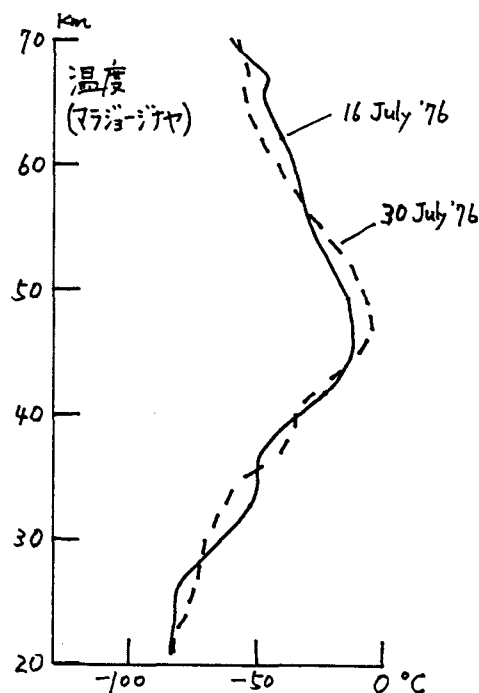
南極域中層大気における内部重力波の生態

神沢 博 (国立極地研究所)

対流圏に起源を持つ内部重力波が中間圏界面(〜80 km)付近の弱風層とそれに関連した逆温度勾配という不思議な現象の生成に決定的な役割を果たしているらしいことが、最近の Lindzen (1981), Holton (1982), Matsuno (1982) の理論的研究によって定量的に議論された。彼らの研究のインパクトを受けて、内部重力波の現実大気における生態を調べる観測研究が盛んになりつつあるが、まだまだ観測事実の積み上げが少ないといえる。最近、鹿田は、北半球の気象ロケットデータを使い、主に成層圏における内部重力波の統計解析を行った。Vincent, Manson, Balsley, Averyらは、MSTレーダーなどのデータを使って問題の中間圏界面付近の内部重力波を調べ、重力波による運動量輸送 (MWT) などの評価も行なっている。

こういう情勢の中において南半球の内部重力波の研究は特に不足している。ここでは、ソ連の南極基地マラジョーヂナヤ (Molodezhnaya; 68°S, 46°E; 昭和基地の東北東約 200 km の位置にある) での気象ロケットによる温度、風のデータ (1975〜81 年の 7 年間、年 30〜55 回のデータ。到達高度は 70 km の場合が多い) を解析して内部重力波の生態を調べようとする。我々は 26 次隊 (1985 年が生たる観測年) による気象ロケット観測を計画しているが、この解析は今の観測のためへの予備調査の意味も含んでいる。

下図にマラジョーヂナヤにおいてなされたロケット観測による温度の垂直プロファイルの例を示す。成層圏では高度が上がると温度が上がり、中間圏では下がってゆくというよく知られた平均傾向に重なり、垂直波長 10 km 程の変動を持つことがみえる。このスケールの変動を取り出して統計解析を行なった結果を報告するつもりである。



IV-6

23次隊MAP観測の概要とVHFドップラーレーダによる流星観測の結果について

藤井良一*, 五十嵐喜良**, 倉谷康和**, 小川忠彦**, 平沢威男*

* 極地研究所 ** 電波研究所

●はじめに

南極MAP初年度にあたる JARE 23 では、地上及び飛翔体を用いた様々な観測が実施された。これらは大別すると二つに分けられ、一つは中層大気中のオゾンを中心とした微量成分の観測であり、他の一つは、昭和基地の位置する極域特有のオーロラ現象に伴ない、電離層から中層大気に流れ込むエネルギー量のモニターであった。

観測項目としては、従来からのコンピュータを用いた超高層現象のモニター及び、ISIS 衛星 (週~5軌道)、NOAA-C、7衛星 (日~2軌道) 受信の他に、新たに①オゾン総合観測 (本シンポジウム 忠鉢繁氏参照) ②VHFドップラーレーダによる中性風及び電離層電場の観測 ③ 超高感度テレビによるオーロラの形態及び動きの観測 ④ 大気球 (5000 m) を用いた中層大気オゾン・二酸化窒素の測定と電離層電場と高速粒子降り込みの測定、と実施した。

本講演では、VHFドップラーレーダ観測及び大気球実験の概要について述べる。

● VHFドップラーレーダ

VHFドップラーレーダは、地上から強い電波を電離層に発射し、散乱されて戻ってくる電波を用いて、110 Km 高度付近の電離層内のプラズマ (電子) の動きを調べる電波オーロラ観測 (スペクトルモード) 及びプラズマ柱からの散乱波を用いた中性風観測 (メテオールモード) を行う。この方式の観測は近年脚光を浴びており、北半球では大規模に行われている (STAREレーダ等) が、南半球では観測点が少なかった。23次隊では、新たにアンテナ (100 m コリニアコアクシャル、送受信計4基) を建設し、データ取込みやアンテナ切替にミニコンピュータを用いて連続観測による高精度データを取得できるようになった。VHFドップラーレーダの諸

元を表1に示す。

表1 VHFドップラーレーダの諸元

方式	パルスドップラーレーダ (2方向)
周波数	50MHz
ピーク電力	~15kW
アンテナ	3段14素子同軸コリニアコアクシャル
アンテナビーム幅	水平面内 4°
データ処理	ミニコンピュータ (MELCOM70/25) によるオンライン処理
観測モード	電波オーロラ用: スペクトルモード、ダブルパルスモード 流星エコー用: メテオールモード

23次隊では延べ40日間の流星エコーデータが取得されたが、本講演では1982.12.29 - 1983.1.8に連続観測したデータに基づき流星エコーの統計的性質の初期結果について述べる。

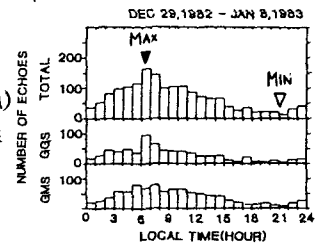
レーダは二方向のビーム (地磁気南、並行的地理南、両ビームの交差角 32.8°) を交互に出すことが出来るのである仮定の下に中性風の速度ベクトルを得ることが可能である。

図1に上記期間中に観測された約1700個のエコーの出現個数と LT (= UT + 3 hour) との関係を示す。2つのアンテナについて LT-依存性はほぼ同じで 6-8 LT で最大、21 LT で最小を示している。これは中緯度での結果とよく一致する。

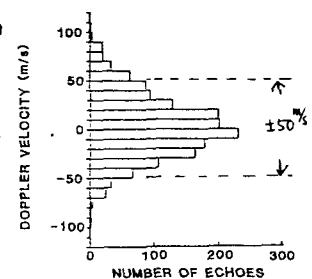
図2には、ゼロクロッシング法から求めたドップラー視線速度 (V_d) の分布と LT 依存性を無視して示す。 V_d は 150 m/s 以内に集中している。

その他、講演では、

中性風の方角、強度の LT 依存性について、ケーススタディ的に述べる。中性風は、極域では特に、地磁気擾乱に影響を受けやすい可能性があり電離層-中層大気相互作用の観点から興味深い。



(図1)



(図2)

• 大気王球実験

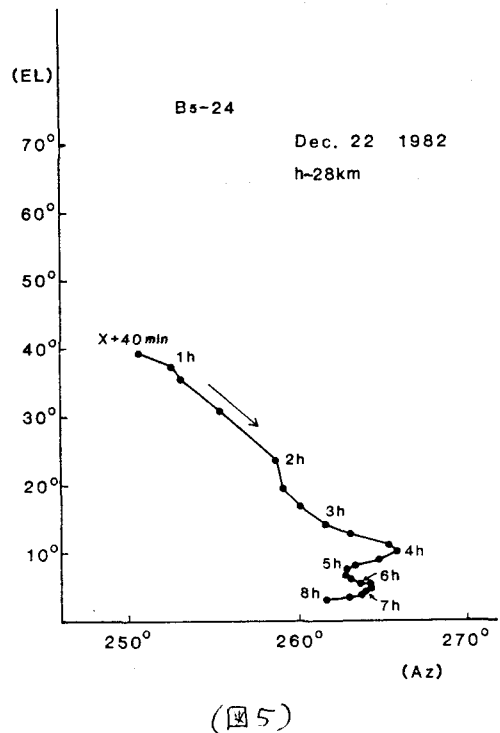
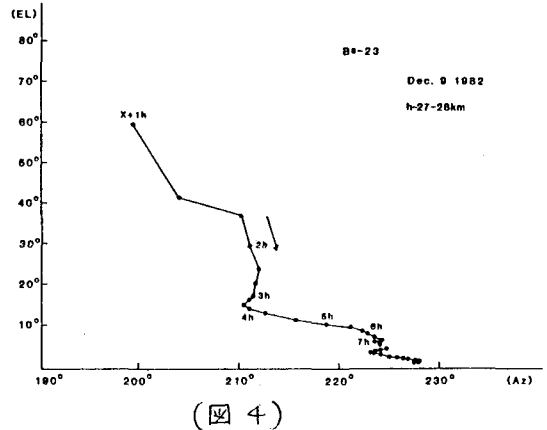
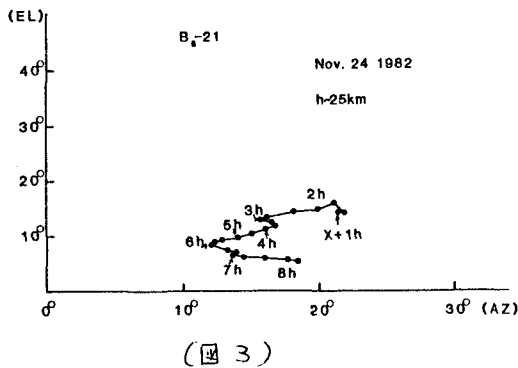
B₅型(5000 m³)を用いて、中層大気中のオゾン及び二酸化窒素量を測定した。又電離層電場の中層大気へのもれ込みと、オーロラ粒子(電子)の降り込みに伴ない生ずるX線を測定した。主な搭載機器と観測状況を表2に示す。

表2 第23次宇宙観測 大気球実験

号 機	搭載計器	出発時刻	観測終了	備 考
B ₅ -21	NO _x , O ₃ , σ	82 11.24. 1403 UT	11.25. 0700 UT	計器良好 日出後時アーク
B ₅ -23	電場計, オーロラX線	12.08. 1943 UT	12.09. 0710 UT	1542 Amax トラプル 連続的観測
B ₅ -24	"	12.21. 1423 UT	12.22. 0201 UT	ストーム中の観測

使用気球 B₅ (5000m³)
到達高度 25~28km (放球後90min)

B₅-21(1号機)のNO_x観測は気球を使った極域の観測としては初めての試みである(本シンポジウム 岩上氏の講演参照)。又 B₅-24は最大級の地磁気擾乱時の観測を行った。図3, 4, 5 にそれぞれ B₅-21, 23, 24の航跡を示す。その他大気球の搭載機器の詳細は講演で述べる。



岩盤と氷との摩擦

対馬 勝年 (富山大理学部)

南極の氷床は底面を岩盤にこする滑動を伴いながら流動している。氷床底面と岩盤との摩擦が大きければ、氷床は滑りにくく、逆に摩擦が小さければ滑りやすい。それ故、氷床と岩盤との摩擦が氷床の流動に密接な関係を持つと予想される。

一般の固体摩擦においては、固体間の接触が見かけの接触面にある微細な凹凸部でおこり、真の接触面は極めて小さく、見かけの接触面の大部分は隙間である。荷重を増すと真の接触面が増えて摩擦が増大する。そして、荷重・接触面と摩擦との間には、「摩擦抵抗は荷重に比例し、見かけの接触面の大小にはよらない」という摩擦の経験則が当てはまる。

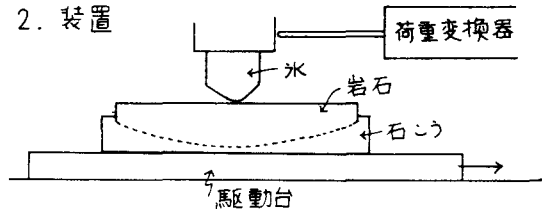
しかし、南極のように厚い氷床の底部では温度が氷の融点ないし融点に近く、塑性流動を伴いながら極めて遅い速度で流動している。氷は岩盤の凹凸を塑性的に埋めながら氷床の底面全体が真の接触をして滑っていると考えられる。したがって、摩擦抵抗が荷重に比例するという摩擦の経験則は氷床には当てはまらないであろう。氷床と岩盤との摩擦は、通常の固体間摩擦とは著しく異った摩擦特性を示すことが予想される。

氷床底面と岩盤との摩擦を実験的に調べるに当たって、氷床底面と同じような高い圧力を発生させることは容易でない。氷の圧縮強度は南極の氷床底面の圧力より桁違いに小さいからである。そこで、本報では平らな岩盤の上に球面状の氷を滑らせて、30~100barの圧力を発生させた。

1. 試料 南極から採取された氷河さつ痕のある岩石をダイヤモンドカッターで切断し、新しくできた面を研磨し平滑にする。裏面には石こうをつける。研磨した面に支持丸棒を仮接着し、施盤のクヤックにはさむ。石こうのついた面を削ると研磨面に平行な面となる。丸棒の仮接着をはがし、再度研磨したのち、超音波洗浄して実験試料とした。氷の試料は直径8mmの円柱を真ちゅうのホルダーに凍

着させ、氷の先端をミニ施盤で円錐状に削った。この氷を一日放置しておくと、先端は球面状に変わった。この氷球面を研磨した岩石上に滑らせた。

2. 装置



岩石試料ののった駆動台がモータ・減速歯車(ウォームギア)を介してネジシャフトで一定速度で駆動される。速度は $3.1 \sim 10^4 \text{ m/s}$ の広範囲に変えることが可能である。

3. 実験 市販氷を用い、荷重を485gf、速度を $8.9 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ 、温度を $-1.5^\circ \text{C} \sim -20^\circ \text{C}$ に変えて摩擦の測定を行った。

4. 結果 上の条件下で、氷の球面に形成された接触面は $0.5 \sim 2 \text{ mm}^2$ で、接触面の圧力は30~100bar、氷の厚さにして300~1100 μm に対応した。動摩擦係数は温度によって著しく変化し、岩石の表面粗さが $1 \sim 2 \mu\text{m}$ のとき、 -1.5°C で0.09、 -2.5°C で0.10、 -4°C で0.16、 -10°C で0.22、 -20°C で0.4であった。 -4°C 以下で滑りは「付着-滑り」現象を呈し、全温度範囲で摩擦係数は大変大きい。次に同じ岩石の表面をダイヤモンドペーストで研磨し、粗さを $0.5 \sim 1.5 \mu\text{m}$ として再度摩擦を調べたところ動摩擦係数は -2.5°C で0.04、 -5°C で0.07となり、前記の半分に減少した。見かけの界面せん断強さを計算(動摩擦の値から)したところ、3~25 kgf/cm^2 となり、ダイヤモンドペーストにより平滑にしたものではその値が半分に減少した。

実験データの詳細は昭56年度共同研究報告書113-115頁を参照されたい。

V-2

多波アイスレーダーにおける一解析方法についての検討

泉 達司、 星山 満雄、 西辻 昭 (北大)
和田 誠、 前 晋爾、 楠 宏 (極地研)

① まえがき

筆者らは、以前よりアイスレーダーによる観測波形の解析を行ってきたが、従来のアイスレーダーは単一の周波数で観測を行っていたため、解析が困難であった。そこで、今回は複数の周波数の電波を用いた場合について、その解析方法について検討したので報告する。

② 解析方法

今回は、使用する電波の数として三波を用いることにした。これは、二波では表面温度などが既知でなければ温度分布が求まらないためであり、四波以上では実用上困難であると思われるためである。また、後述の様に表面付近の影響を受けないので、氷床の密度は一定と仮定した。

まず、次の様なレーダー方程式を考える。

$$P_{f,k} = C_f + \sigma_{f,k} + \Sigma L_{f,k} \quad f=1,2,3 \quad k=1,2,3,4,\dots$$

この式を、深さについて差をとると次の式となり、これは観測波形の深さについての差分と等しくなる。

$$\Delta P_{f,k} = \Delta \sigma_{f,k} + L_{f,k}$$

但し、 P : エコー、 C : 定数項、 σ : レーダー断面積、 L : 減衰項、 f : 周波数、 k : 深さ。

この式は、深さ k における氷の状態にのみ依存し、氷床表面の影響等をうけない。そのため、解析が容易となる。この ΔP は温度 T の関数であるが、 $\Delta \sigma$ が入っているためその他に、温度の変化率 dT とさらにその変化率 ddT の関数となる。ここでは、 ddT を一定とし dT と T を求めることにする。まず、一波を用いて dT を求めもう一波を用いて T を求める。この様にして温度を求める。一般に複数の温度が求まるが、それをもう一波を用いて一つの温度分布に決定する。この様にして解析を行なうことができる。この解析方法をブロック図として表わしたのが図1である。この図では、二波を用いて図2の様な結果を得る手順を示している。

③ 検討

実際に三波で観測を行なった例が無いので、ここでは温度分布のモデルを作り、それより計算したエコーを解析し元のモデルと比較した。その結果が図2の㊸、㊹、㊺である。この図は、三波のうちのそれぞれの二波の組み合わせを用いて求めた温度分布を示している。これより、二

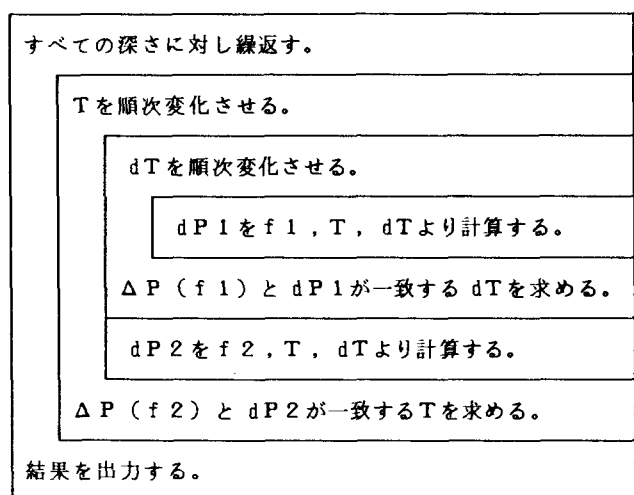


図 1 解析の手順を示すブロック図

波では多くの温度分布がもたれてしまうことがわかる。しかし、これらの図を比較すると、三枚とも重なるのは、ただ一つの曲線のみであり、温度分布がもとまることがわかる。また、二波のみを用いた場合でも、表面温度等が既知であれば図2の曲線のうち一つを選ぶことができると思われる。

ここでは、モデルの温度分布を載せなかったが、これは、図2の最も0℃に近い曲線に重なってしまうため省略した。また、 ddT は適当に与えたが、多少の違いは結果には影響しないことがわかった。

④ 結論

結論としては、次のことがあげられる。

- ・この方法では、三波を用いると温度分布が容易にもとまり他の条件は一切必要ない。
- ・二波のみでも、条件によつては、もとめることができる。
- ・温度の二次の変化率 ddT は一定としても良いことがわかった。

今後の課題としては、具体的な観測結果に適用して確認する必要があることと、密度についてももとまる様にする必要がある。

⑤ 参考文献

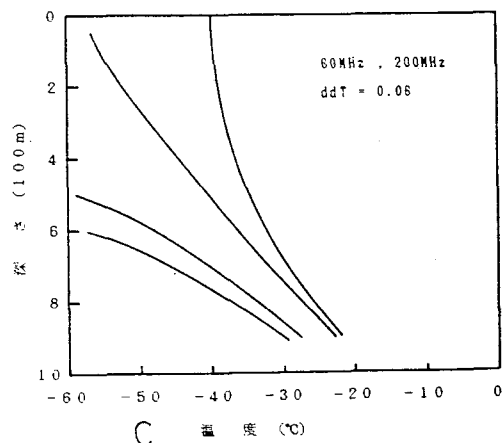
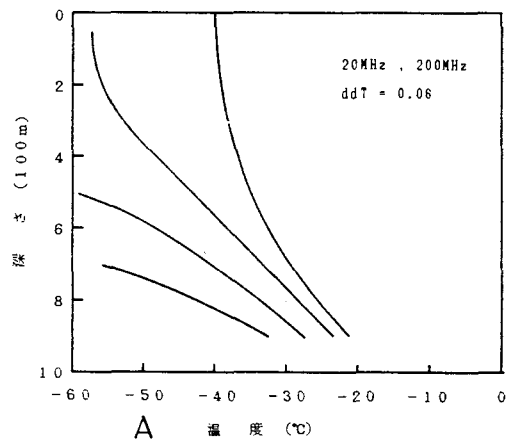
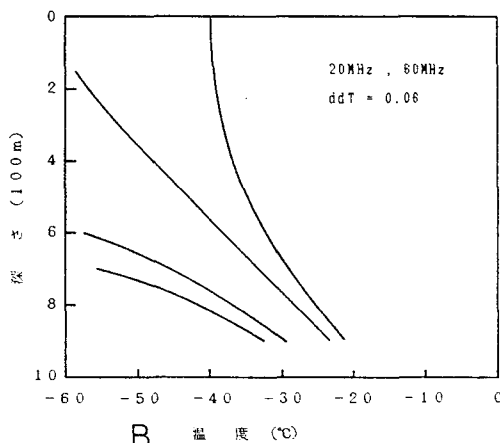
P.S.Ray:Appl.Opt.,11,8,1836(1972)

Y.Asami:Mono.Ser.R.I.A.E.,6,31,(1958)

他。

図 2 解析結果例
(氷床中の温度分布)

三枚を比較すると一致する曲線は、
一本のみとなる。



ラングホブデ北の氷河の流動と形態

西村 寛(北大低温研)・森脇喜一(国立極地研)
長尾年恭(東大地震研)・末田達彦(名大農学部)

ラングホブデ北の氷河は、ラングホブデ氷河の北、約5kmの地点で海に流れる氷流である(図1, 2)。この氷河の末端は高さ約20mの氷崖となり、その南(左岸)には小露岩帯がある。この氷河は以前から興味をもたれていたが、海氷上からの取り付きが難しいことから未調査のまま残されていた。そこで、1981年に氷河の形態観測、重力測定、流動量測定と10m深までのコア採取を行った。また、地形図作成の目的で航空写真撮影を行った。

この付近の氷床は、内陸に向かって階段状に高まる数列の起伏が海岸線と平行して発達している。氷河は海岸から1列目と2列目の高まりの間から氷流となり、北流して1列目の高まりの低所から西に流れ、海に流出している。この間の流線の距離は約3kmで、末端付近の幅は約0.6kmである。

氷河末端付近には、基盤岩の影響を受けていると思われる多くのクレバスが発達している。また、氷河末端から約500m上流の標高25m地点での重力測定の結果、氷厚は150mと推定され、浮氷舌としては薄すぎる。従ってこの氷河の末端付近は基盤岩に載っており、浮氷舌となっている部分はわずかであろう。

流動量の測定は8月2, 6日、11月11日の3回にわたって、重力測定と同じ地点で行った。8月の4日間の流動量の水平成分は0.325 m/day、8月2日から11月11日まででは0.315 m/dayで、両測定値の差はほとんどなかった。後者の値を年間流動量に換算すると115 m/aとなる。

今回得られた結果と、これまでに求められている宗谷海岸の氷河の値とを合わせて表1に示す。今回調査した氷河の氷厚は白瀬氷河を除く宗谷海岸の氷河と大きな差はない。しかし、流動量は他の氷河に比べてかなり小さいようである。

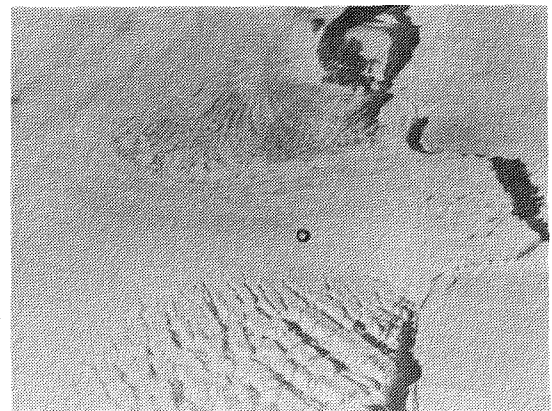
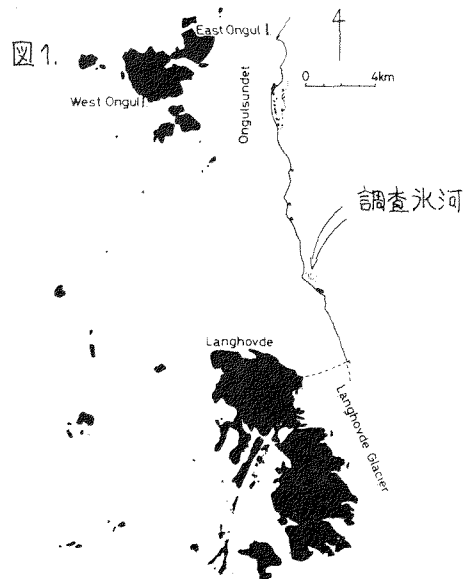


図2. 氷河の北側上空より南方をのぞむ。
○印は重力、流動量の測定点を示す。

表1.

	Flow width (km)	Ice thickness (m)	Flow velocity (m/a)
Present glacier	0.6	150	110
Langhovde Glacier	2.8	170	170
Honnør Glacier	3.3	230	400
Telen Glacier	4.5	(200)	400
Skallen Glacir	7.3	190	400
Rundvåg Glacier	5.0	(200)	(300)
Shirase Glacier	11.8	280	2500

V-4

南極氷床の形成過程と涵養条件の変遷についての予察

おげた 豊 (山口大学 教育学部)

【はじめに】

南極氷床におけるさまざまな雪氷学的研究、たとえは堆積環境、質量収支、涵養と消耗の機構、およびそれらの変動の研究は、究極的に、氷床の形成と変動の過程を明らかにすることに結びついていく。これは、地球科学の大きな課題ではあるが、情報は不十分であり、未解明の問題が山積している。しかし、なんらかの方法でこの大課題に踏み込み、現地調査の見通しを得ることは、調査条件が厳しいだけに、切望されることである。そこで、最近発表された南極氷床の形成モデル(文献1)を手がかりとしてその問題点をあげ、氷床形成の支配的要因である涵養条件に重点を置いて現地調査の指針をさぐってみる。

【南極氷床の形成モデル】

上記のモデルでは、現氷床の加重から解放された無氷の基礎の上に氷床が形成されはじめると、沿岸と内陸の山脈から、それらにかこまれた4個の盆地に向かって氷が流れこんで

いく。やがて盆地は氷で埋没・併合され、大陸の中心部を形成する内陸高原から放射状に海へ氷が流出するようになり、現氷床に及ぶが、さらに氷の厚い状態で平衡に達する。このモデルの計算では、氷床が現氷床高度に成長するまでは、現在のよきの涵養量をききっている。しかし実際には、大気循環系の歴史的变化、表面地形・海岸からの距離・高度などの変化にともない、涵養条件が大きく異なるはずである。極冠高気圧などの段階で誕生したのかなど、興味ぶかい問題が潜んでいる。

【東クイーン・モウド・ランド(東ク)の変動推定】

JARE雪氷部門の長期計画で調査中の東ク地域を切る断面を、前記のモデルから求めて図1に、また同モデルからえられる活動度(文献2)の変遷を図2に示してある。それらから望まれる、現在の同地域での観測についてのべる。

文献

1. Budd & Smith, 1982: Large-scale numerical modelling of the Antarctic ice sheet. *Annals of Glaciology*, 3
2. おげた, 1982: 南極氷床の夏季涵養型氷河に対する質量収支の特性 II. 雪氷 45-2.

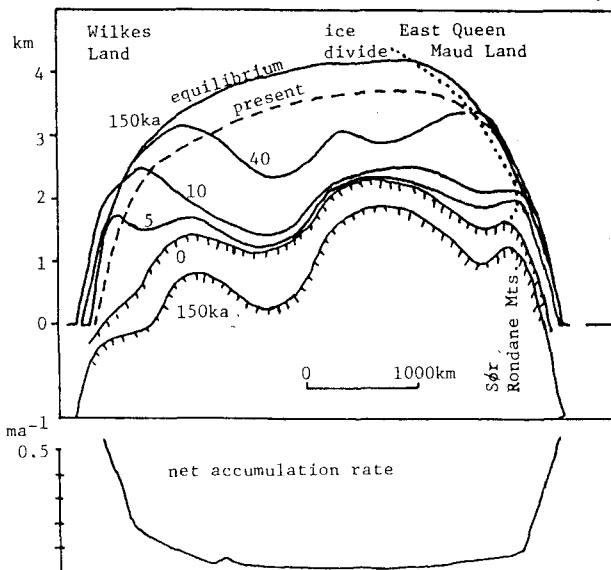


図1. 氷床と基礎の断面(Budd & Smith '82 モデルより) 65°S 70°S 150°E ~ 10°E

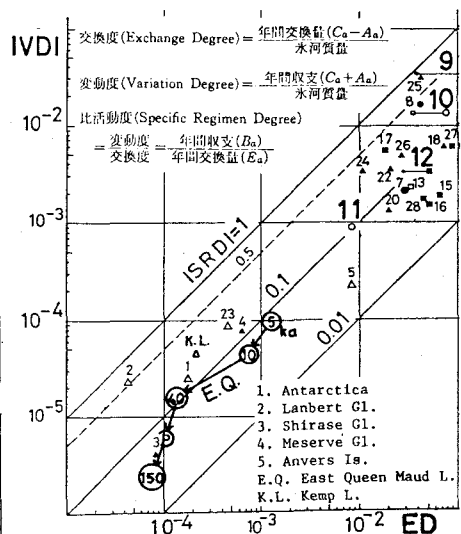


図2. 南極氷床・氷河の活動度

東 晃、長尾正敏、森 由爾 (北海道大学工学部)

オ5回極域気水圏シンポジウム(1982年12月)で、我々は氷床の形態変化をシミュレーションするための3次元非定常モデルの計算法を提示した。それは、現実の氷床の平面図の上に正方形グリッドを置き、各グリッド点での流量が常に連続の方程式を満足するようにして氷厚の時間的変化を求めるものである。各点の氷床の厚さと表面傾斜がわかれば氷体内部の応力分布がわかり、これから流速分布を求めて流量が算出される。この計算の中に氷床内の温度分布を考慮するための簡便法が既に著者ら(Nagao, Nakawo and Higashi, 1982)によって開発されている。この方法を用いることによって、氷床の温度を考慮した3次元モデルの計算を容易に行うことができた。

実際の計算としては、白瀬氷河流域(Fig.1)を50km四方のグリッドに分け、各グリッド点における基盤地形と最初の氷厚を仮定して氷厚の時間変化を追跡した。この際、各グリッド点の質量収支、気温、氷温分布などの条件としては現在この流域で知られている限りの観測データならびにその外挿値を採用した。基盤地形がFig.2のようであるとし、最初の氷厚を流域内で一様に1000mと仮定したとき、氷床形態は1万年後には定常状態になることが示された。Fig.3~6には、定常状態になったときの表面高さ、表面流速、底面流速、底面温度が示されている。

基盤地形にオス3次観測隊の得た電波氷厚測定によるデータを入れ、初期条件をいろいろ変えた場合の計算結果はシンポジウムで示す予定である。なお、この計算は北大大型計算センターで行われたものである。

文 献

M. Nagao, M. Nakawo and A. Higashi (1982), A simple method for calculating mass flux in an ice sheet, with a consideration of its temperature profile. Mem. Natl. Inst. Polar Res., Special issue, No.24, 192-200.

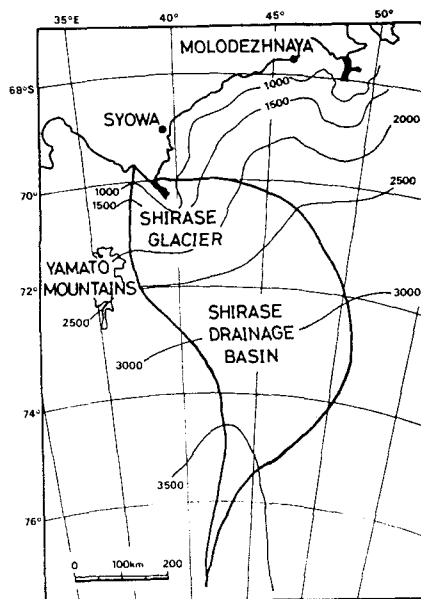


Fig. 1

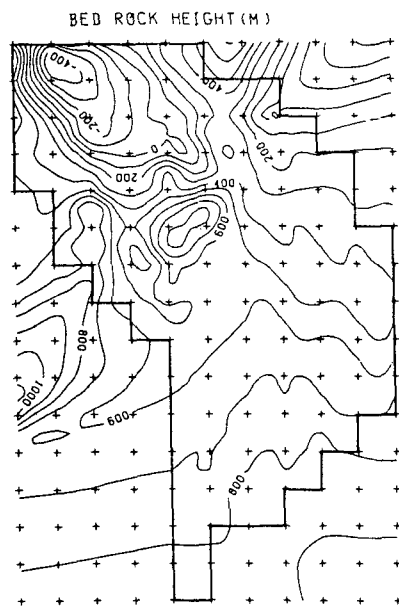


Fig. 2

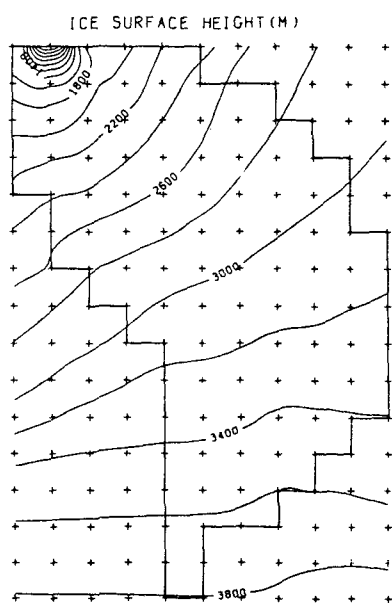


Fig. 3

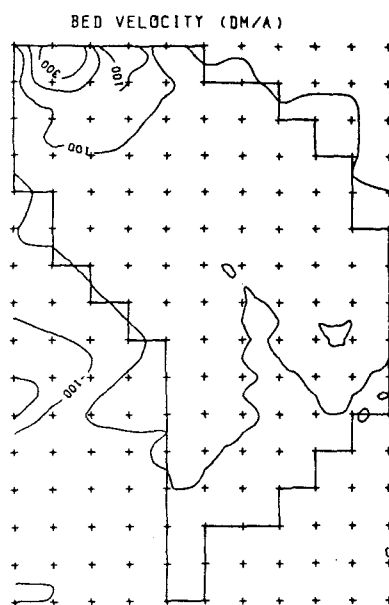


Fig. 5

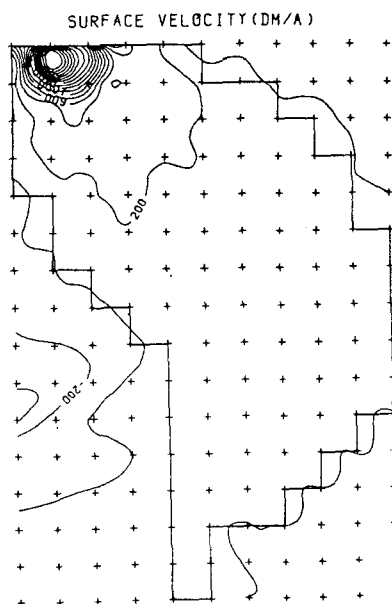


Fig. 4

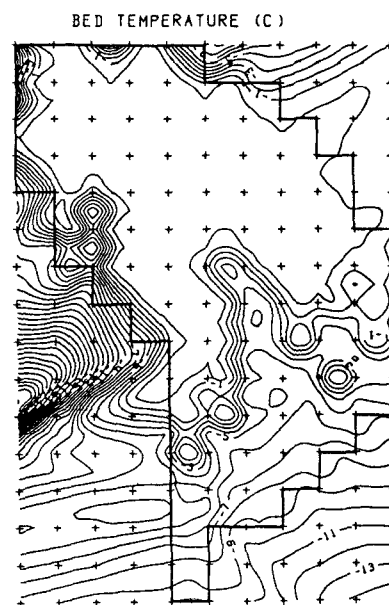


Fig. 6

VI-1

白瀬氷河流域の流動特性

西尾文彦(国立極地研), 石川正雄・大前宏和(北大・後援研), 勝島尚美(北大・理)
高橋修平(北見工大)

はじめに

白瀬氷河流域の面積は約20万 km^2 で、ほぼ日本の本州に相当する流域面積をもち、大部分の氷は白瀬氷河から流出し、流出口付近では年間流速2.5 km/a にも達する、このように流れの速い白瀬氷河の中流域では氷の厚さが、年間70cm近くも減少している事実が発見され、氷床底部で底面すべりが起っているためであると結論された。底面すべりが起るのは氷床底面が何らかの原因で圧力融解温度近くになって岩盤との摩擦が減少したためであると考えられる。白瀬氷河流域に沿った調査では、これらの考えを支持する証拠が出現してきており、白瀬氷河は不安定な流動状態にあることが推察される。

白瀬氷河流域の氷床の断面形態

図1は白瀬氷河の流出口から流線に沿って420kmにおよぶ氷床・基盤地形の断面である。基盤は流出口付近での海面と同程度の高度から、数100mぐらいの高度の増減を繰り返しながら上流側に向かって高度を増しており、G7地点では1,500mにも達する。白瀬氷河の氷体は平均傾斜15'(1500m/370km)の岩盤に存在している。平均氷厚はG2~G7地点で約1,700mである。氷床表面の形態を氷の流動則を用いて求めたものと、実測値を比較したものが一点鎖線で示してある。下流側では現在の氷床が薄く、上流側で厚くなっている。氷厚が減少していることが測量された地域は、G4地点の付近であり、下流側では氷床の形が

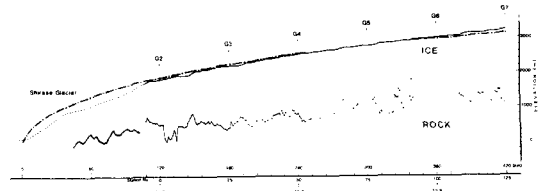


図1. 白瀬氷河流線沿いの氷床・基盤地形断面図(一点鎖線は氷の流動則求めた氷床表面形態、計算で求めた形よりも薄くなっており、氷厚が減少していることを示しているかのようである。

底面せん断応力

底面せん断応力は氷床の安定性を考えるうえで有効な物理量であり、かつ比較的容易に求まる量である。白瀬氷河流域沿いに求めるとG2~G4地点で1.8~1.06 at と大きく、上流側ではほぼ0.6 at と小さい。したがって、底面せん断応力が大きくて氷床が不安定な存在である地域は、氷厚が減少して底面すべりが起っているところ、またはまさに起らんとしている地域にほぼ一致する。

底面温度

底面すべりが起るためには氷床底面付近の氷体が圧力融解温度になる必要がある。底面温度を知るには、ボーリングなどで実測することが必要であるが計算で見積ることも可能である。図2は積雪量をパラメーターとした氷床温度分布である。G2, G3地点では底面の氷体の温度は圧力融解温度にあり、氷床底面は底面すべりが起るための必要条件を備えている

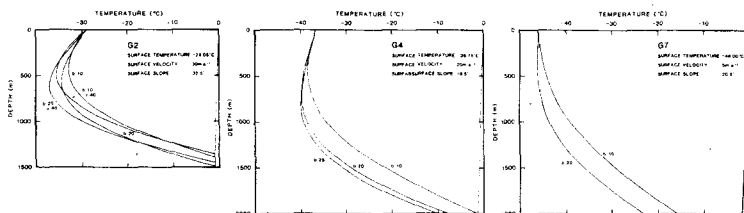


図2. G2, G4, G7地点(図1参照)における氷床内温度分布
各々の温度分布は、堆積速度(積雪量:氷換算量) b をパラメーターとしている。但し、G2地点では流速30, 40 m/a の2例を含む

と言える。G4地点より上流側では底面の温度が圧力融解温度に近い、それ以下であり、底面は岩盤に凍結していると言える。したがって、期待される流動速度も小さいと考えられる。

VI-2

電波氷厚測定と白瀬氷河流域の基盤地形

石川正雄・大前宏和(北大・低温研), 西尾文彦(国立極地研),
勝島尚美(北大・理), 高橋修平(北見工大)

はじめに

白瀬氷河流域を含むみずほ高原およびエンダービーランド地域の基盤地形図(250万分の1)がソビエトによって発行されているが、どのように編集したのか詳細なことが不明である。また、白瀬氷河流域で日本隊が調べた基盤地形と比較するとはなはだしく違いなどがあり、ソビエトの作成した基盤地形図の信頼度は低いとされている。東ク雪氷計画では東南極大陸の最後の空白部であるクーンモードランド氷床の東部および白瀬氷河流域の基盤地形図の作成も大きな目標の一つである。基盤地形を知るための電波氷厚計は、氷の厚さを測定するだけでなく氷床氷体の電気的性質の違いによって得られる内部反射層、氷床の温度分布にしたがって起る減衰の違い、また氷床と基盤の境界からの反射の違いによって氷床底部の状態や基盤の岩質を推定できるなど、多くの情報を得ることができ、したがって、電波氷厚測定技術的な問題と今後の展望、そして現在まで明らかにされた基盤地形について述べる。

電波氷厚測定の問題点と展望

電波氷厚測定が始まって久しいが、測定技術上の問題や運用上の知識に乏しかったこと

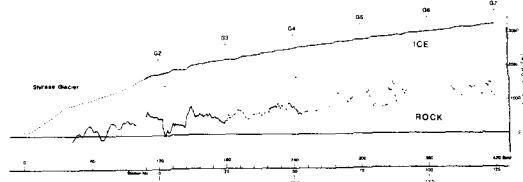


図1. 白瀬氷河沿線の氷床・基盤地形断面

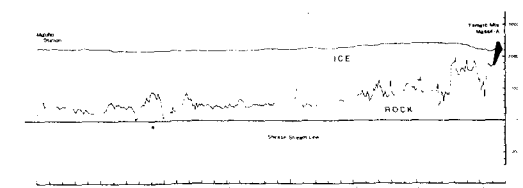


図2. みずほ基地ーやまと山脈の氷床・基盤地形断面

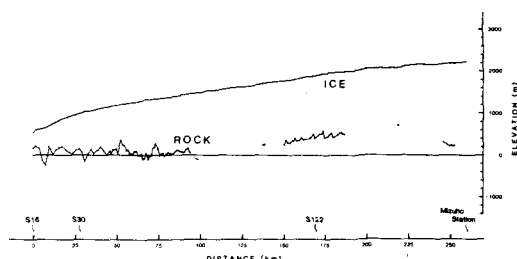


図3. S16-みずほ基地間の氷床・基盤地形断面

などが原因で系統だった効率のよいデータ集積は行なわれていなかった。今後は航空機による広域の氷厚測定を行い、地上においては技術開発や研究的な電波氷厚測定を実施していくのが有効であろう。さきに述べたように電波氷厚計は、氷の厚さ測定以外に、氷床氷体の構造など多くの物理的情報を得ることができ、氷床流動速度の測定に適用する試みなどが盛んに行なわれている。

現在、使用している60MHz, 179MHzの電波氷厚計によって探知できる氷厚は、ほぼ2500mまでである。さらに厚い氷を測定するために、電波氷厚計の電力を上げるかアンテナを変更するかの問題があった。みずほ基地において八木三素子と五素子アンテナを使って実験した結果、五素子の場合、基盤からの反射信号強度が5.1~9.0dB(平均6.3dB)と三素子に比べて強くなった。これはアンテナの設計利得と一致し、基盤からの強い信号を得るためには(言い換えると、より厚い氷を測定するためには)、電波氷厚計の送信出力を上げるのみならず、アンテナの利得を上げる方が能率のよいことを示している。

氷体内部の構造などを調べるために電波氷厚計を応用していくには、ビーム巾を狭くするほど分解能の向上、波長の選択や多周波電波氷厚計なども考えていく必要がある。さらに、氷厚測定においても精度を向上させるためにデータ処理を改善することが必要となっている。

白瀬氷河流域の基盤地形

基盤地形図を作成していくためには、氷厚測定だけでなく緯度・経度および標高をも決定しなければならない。トラバースルートに沿っては20~30kmごとに人工衛星位置決定装置による位置・標高の測定を行い、その間には1kmごとに磁方位と気圧高度計による位置と標高の決定を行っている。電波氷厚計による氷厚測定の精度は、基盤からのエコーの強度や形状にも依存するが、大きく見積って±50m以内、平均して±30m程度である。

図1は白瀬氷河の流線に沿った氷床・基盤地形の断面図である。基盤高度は白瀬氷河の出口付近で海面とほぼ等しく、内陸側に向かうにしたがって、しだいに高度を増しておりG7地点の78.7°S付近では海拔1,500mにも達する。また、基盤地形は平坦でなく、10km程度の範囲で500mぐらいの高度の増減があって複雑である。図2はやまと山脈からみずほ基地までの、ほぼ白瀬氷河の流れに直角な氷床・基盤地形断面図である。みずほ基地から白瀬

氷河流域の大部分の基盤高度は海拔500m程度であるが、やまと山脈の付近では急激に高度を増して2,000m以上のやまと山脈に存在するアナターク群に連なる。

図3はS16からみずほ基地の氷床・基盤地形であり、S16から100kmぐらいの内陸側はほぼ海面と同じで、みずほ基地近くになって500m程度と高度を増しているが、やまと山脈近くの基盤地形に比較すれば平坦であることがわかる。図4はソビエト隊によって作成された基盤地形を主として作成した白瀬氷河を含むみずほ高原およびエンタービーランド地域の基盤地形図である。今後は、ソビエトの氷厚データも参考にしながら白瀬氷河流域および東ク地域の基盤地形図を作成していく予定である。

基盤地形と氷床表面地形

氷河の流動方向に沿って基盤地形が表面地形に影響を及ぼしているのを示したのが図5である。2,000m近くの氷の厚さがあっても基盤の凹凸が氷床表面の地形の形成および流動状態に影響を与えているのがわかる。

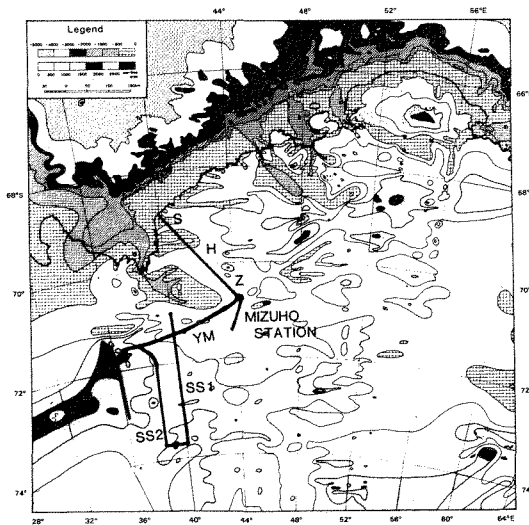


図4. 白瀬氷河流域を含むみずほ高原・エンタービーランド地域の基盤地形図(主としてソビエト隊による。実線が23次隊による調査地域)

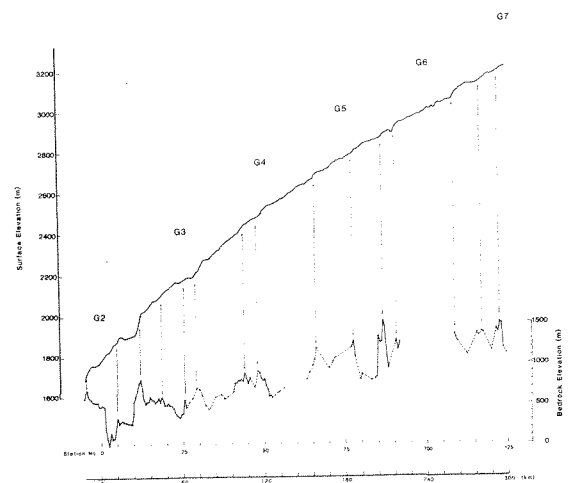


図5. 白瀬氷河流線沿いの氷床表面と基盤地形の関係

VI-3

電磁波による氷床氷体の地域性

大前宏祐¹ 西尾文彦² 石川正雄¹ 高橋修平³ 勝島尚美⁴

1: 北大・低温研 2: 国立極地研 3: 北見工大 4: 北大・理

はじめに、東グリーンランド、白瀬氷河流域、やまと山脈周辺で実施された電波氷厚測定によって基盤地形が明らかにされた。この電波氷厚測定のアスコーフ記録を用いて電磁波の氷床氷体中での減衰、氷床底面下/基盤からの電磁波の反射を求めた。氷床は地域によって積雪量やカタに風による削剥量が異なり、したがって氷化の深度も異なる。また、氷床中には不純物層も存在している。このような氷床中の密度変化や、不純物層は、氷体の誘電率の変化をもたらし、電磁波の伝播に影響する。今回は、電波氷厚測定より求めた見かけの減衰量と、氷床の地域構造、温度分布との関係について調べた結果を報告する。

測定結果. アスコーフ記録の氷床中でのエコーを用いてその平均的な減衰から、電波の氷床中でのみかけの減衰量 α_1 (dB/100m) を求めた¹⁾。 α_1 は、電波強度の距離減衰分をも含んだ量であるが、この値の地域による差異は、氷床氷体の誘電率的性質の相違をあらわす目安となりうる。

図2に白瀬氷河流域での α_1 の地域的な相違を示した。G2からG7へと高度が上がるとともに α_1 は小さくなっている。

一方、電磁波が物質中で指数関数的に減衰しながら伝わってゆく時の減衰係数は以下の式であらわすことができる。

$$\alpha = \frac{\omega}{c} \left(\frac{1}{2} E(\omega) \sqrt{1 + \tan^2 \delta} - 1 \right)^{\frac{1}{2}} \quad \text{neper/m}$$

ω : 角周波数 c : 光速

$E(\omega)$: LC誘電率の実数部

$\tan \delta$: $= \epsilon''(\omega)/\epsilon'(\omega)$ 損失角

ここで $\tan \delta$ が小さいときには

$$\alpha = 1.449 \times 10^{-6} \omega \sqrt{E(\omega) \tan \delta} \quad \text{dB/100m}$$

となる²⁾。

60MHzの周波数(これは電波氷厚計の発信周波数である)のもとで、 $-1^\circ\text{C} \sim -25^\circ\text{C}$ の温度範囲において実験的に求められている ϵ' と $\tan \delta$ の値を用いて、計算で求められたG2の温度分布から、G2地点での α の値と

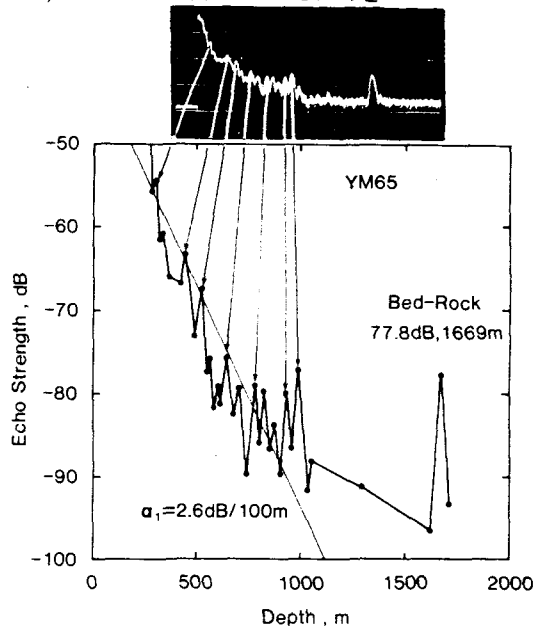


図1. 氷床のみかけの電波減衰量 α_1

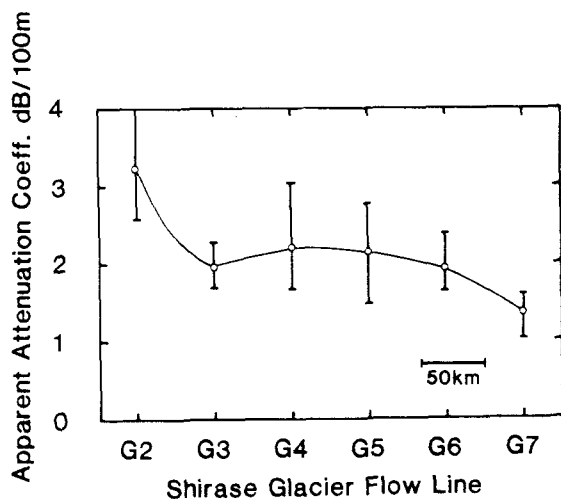


図2. みかけの電波減衰量の地域性

方向の分布を求めた。この結果を図3に示した。図には、やまと山脈の裸氷原での結果もあわせて示した。氷床内の温度分布、とくに -10°C 以上にある深度で、減衰係数 α が大きく変化している。

図3に、白瀬氷河流域での、10m雪温と、減衰量 α_1 の相関を示した。バラツキはあるものの、10m雪温の上昇と α_1 の増加とは相関がある。

あとがき。氷床氷体の誘電的性質は、温度の関数であり、したがって、みかんの電波減衰量である α_1 も、氷床内の温度分布と密接な関係にある。この α_1 と、微密の意味ありともつ減衰係数 α との関係を明らかにすること、氷床内の温度分布、誘電特性の垂直分布、地域差を知ることができるとある。

参考文献

- 1) 大前 他：昭和58年雪氷学会秋季大会予稿集
- 2) G.P. Johari and P.A. Charette: J. Glaciol. Vol. 14, No. 71, 1975

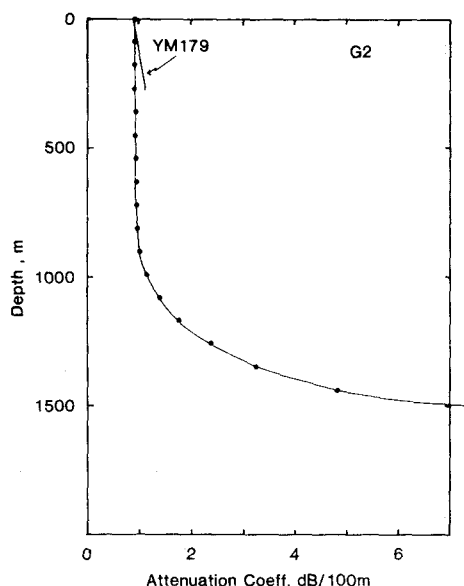


図3 減衰係数 α の垂直分布

G2 白瀬氷河下流部
YM179 やまと山脈裸氷原

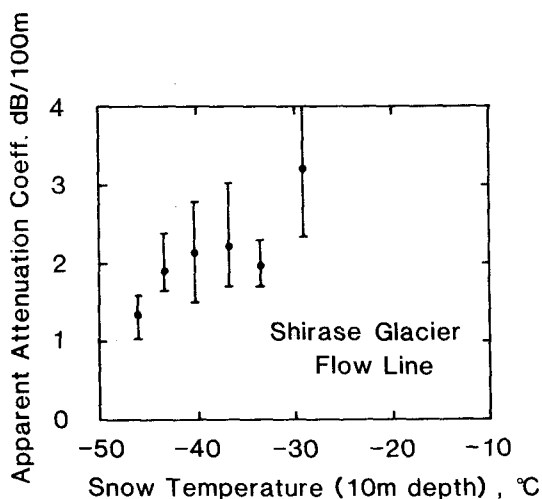


図4 みかんの電波減衰量 α_1 と10m雪温

氷床氷体の電波の偏波特性

西尾文彦 (国立極地研), 石川正雄・大前宏和 (北大・低温研)
 勝島尚美 (北大・理), 高橋修平 (北見工大)

まえがき

Radio echo sounding において, アンテナの向きに応じて基盤や氷体内部からの反射信号の強度が変化することについては経験的に知られていた。最近では, 氷の厚さを測定するだけでなく, 反射信号波の偏波状態を測定することによってより多くの情報を得ようという試みが見られる。氷床氷体は複屈折媒質である氷結晶から構成されており, 電波がこの媒質中を伝播することによって偏波状態が変化することは期待できる。また, 基盤や氷体内部の反射層の構造や組成の違いによっても反射波の偏波状態が変化する可能性はあろう。したがって, 反射信号波の偏波状態が変化する要因が明らかになれば, 反射層の構造や組成を決定することができるとはするである。

今回の偏波特性の実験では, アンテナの方位の変化に応じて反射波に及ぼす影響はどの程度かを定量的に知ること, 氷床氷体内部層や基盤からの反射信号波の偏波状態がどのような変化を受けるのか, また, 地域的に違いがあるのかということに力点を置いて行った。

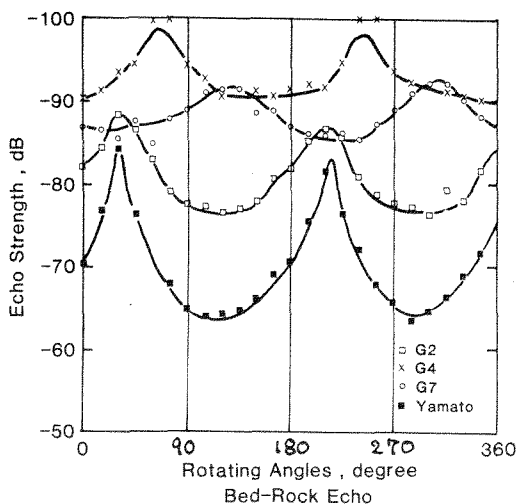


図2. G2, G4, G7地点およびやまと隕石氷原における偏波状態。

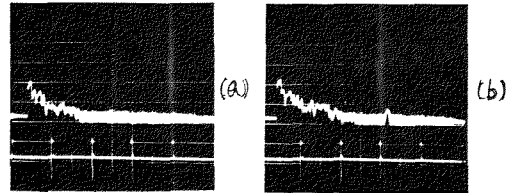


図1. G4地点における受信波形状。(a)回転角60°, (b)回転角150°の場合。回転角は送信アンテナに対する受信アンテナの角度。

測定方法

電波氷厚計の60 MHzで, 送信・受信の2本の八木素子アンテナを使用し, ほぼ直線偏波の送波をしているものと仮定した。偏波状態の測定には種々の方法があるが, 今回は送信アンテナをある方向に固定して, 受信アンテナを15°おきに回転させアスコフの記録をとることにした。測定地点はみずほ基地, G2~G7地点およびやまと隕石氷原を行った。

測定結果

図1はG4地点における受信波形状で, 回転角(送信アンテナに対する受信アンテナの角度をいう)が, (a)60°, (b)150°の場合である。(a)の場合には基盤からの反射を見ることができないが, (b)では明瞭に見られる。また, 内部からの反射も強さが違っているのがわかる。

図2はG2, G4, G7地点およびやまと隕石氷原での基盤からの反射波の強さを回転角に対して示したものである。もし, 偏波状態を変化させない媒質を伝播し反射した信号ならば, 0°, 180°(送信・受信アンテナが平行になったとき)の場合に信号強度が強くなり, 90°, 270°の場合に弱くなるはずである。しかし, この直線偏波の信号の強弱の位置が移動しており, 直線偏波面が数10°回転していることを示している。また, G7地点では精円偏波に近い偏波状態になっていることがわかる。これらの測定結果から, 氷床内部層や基盤の反射面の偏波状態の特徴を検討する。

VI-5

裸氷原の dirt band について (I)

—成因と起源—

西尾文彦 (国立極地研), 勝島尚美 (北大理), 大前宏和・石川正雄 (北大・低温研)
高橋修平 (北見工大)

まえがき

やまと隕石氷原やアランヒルズの隕石が大量に発見される裸氷原では数多くの dirt band (汚れ層) を観察することができる。黒色から褐色の濃淡さまざまで、dirt band の層厚も数 cm から十数 cm に達するものもある。dirt band は断面を調べてみると図 1 に示すように氷床の上流側に傾いており面構造をした露頭であることがわかる。山脈周辺で裸氷原の氷床の流れは上昇流であり、氷床深部の氷であると考えられていることから、dirt band がどのようにして形成されたのかを明らかにするために含有鉱物の構成を調べることは重要である。また鉱物組成から構成粒子の

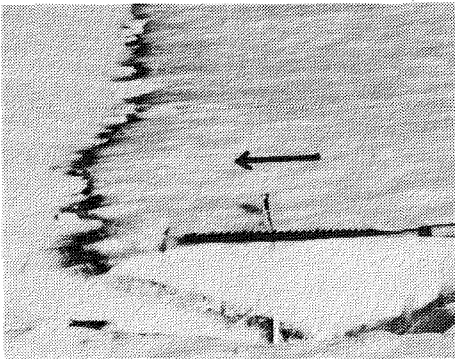


図 1. dirt band の断面。上流側に約 16° の傾きをもっている。矢印は氷の流れの方向を示す。

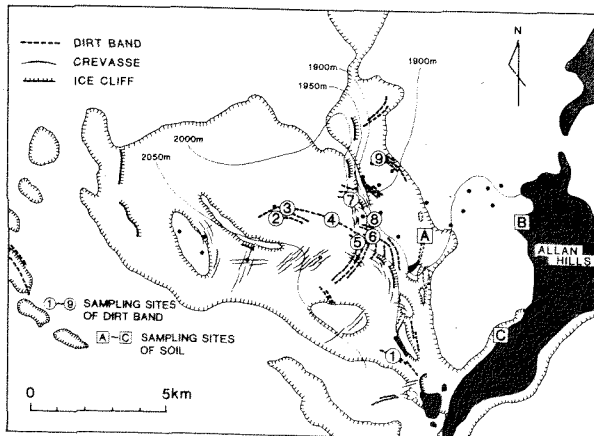


図 2. アランヒルズ裸氷原の dirt band (点線) の分布。

起源が明らかになれば dirt band が形成された年代がわかる可能性があり dirt band を key bed (鍵層) として利用できる。さらに裸氷原の氷床流動および隕石の裸氷原への集積を推定していくうえで重要な知見を与えるものである。

dirt band の成因

試料の採集はやまと隕石氷原で数ヶ所、アランヒルズ裸氷原では図 2 に示すようにヌナタークスの風上側に位置する裸氷原の 9ヶ所で採集した。いずれも採集した dirt band はヌナタークスの風上に位置し、露岩の粗粒鉱物が風によって運ばれて裸氷原の氷体に混入して形成されたとは考え難い。また氷床底部などで形成されたモレーンであるならば、小石などの大きな構成物質が混入されていてもよいが、dirt band の粒全は数 μm ~ 200 μm と比較的淘汰されている。

dirt band の構成粒子を顕微鏡で調べた結果、褐色の半透明または透明の火山ガラスが 70~90% を占めており、図 3 に示すように発泡した形態が特徴である。また火山ガラスの形状も氷床表面に堆積後、氷の中に閉じ込められて風化を受けた形跡が見られない。

その他の構成粒子も単斜輝石、角閃石、斜長石などの火山岩を構成する鉱物を含んでおり、dirt band は火山噴出

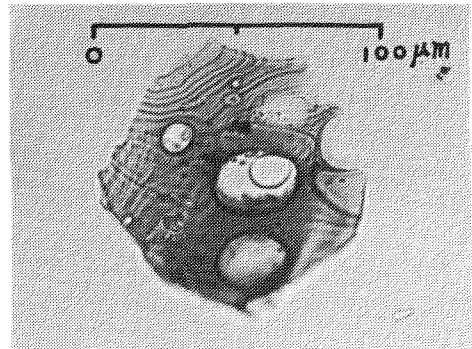


図 3. やまと隕石氷原の dirt band で発見された火山ガラス (ガラスが発泡した形態がよくわかる)。

物である火山灰であることが明らかになった。したがって、やまと隕石氷原・アランヒルズ裸氷原の、少なくとも試料を採集して調べた dirt band は、氷床表面に降り積った火山灰が氷の中に保存され長期間かかって裸氷原に氷の流れとともに運搬されてきた、と考えることができる。

dirt band 中の火山灰の起源

裸氷原の多くの dirt band は火山灰から構成されていることが明らかになったが、これらの火山灰の起源、すなわち噴火火山が明らかになれば dirt band の形成した年月などがわかる可能性がある。火山灰の起源を dirt band の構成粒子の粒径分布(以後、粒径とは直径を意味する)から考察してみる。

図4に示したように、やまと隕石氷原では最大で $50 \sim 60 \mu\text{m}$ で平均粒径は数 μm である。アランヒルズ裸氷原は、最大 $200 \mu\text{m}$

から小さいものは数 μm とやまと隕石氷原の dirt band に比較して中がある。平均粒径は数 μm から $70 \mu\text{m}$ を示す。一方、粒径の小さい火山灰ほど風によって運搬される距離も遠くなり、大気中に滞留する時間も長くなると考えられる。したがって、dirt band の構成粒子から考えるとやまと隕石氷原の火山灰はアランヒルズ裸氷原のものよりも遠くから運搬され堆積したと推定できる。火山灰の粒径と運搬距離の相関(Fisher, 1964)から推定すると、やまと隕石氷原のものは $2,000 \sim 5,000 \text{ km}$ 、アランヒルズ裸氷原のものは $1,000 \sim 2,000 \text{ km}$ の範囲に位置する火山が、dirt band 中の火山灰の起源であると推定される。

火山灰の起源を確定するためには、火山灰中の火山ガラスの化学組成を求めることが有効な手法であり、(Ⅱ)で解析結果の一部を報告する。

裸氷原の氷と dirt band の堆積時の年代

氷の絶対年代を決定する方法として放射性同位体である ^{14}C 、 ^{36}Cl および ^{10}Be が、やまと隕石氷原、アランヒルズ裸氷原の氷に適用されているが、まだ信頼できる結果は得られていないのが現状である。とくに、やまと隕石氷原では ^{10}Be の分析結果が一例あるのみである。アランヒルズ裸氷原では ^{36}Cl の年代値が ^{14}C の値より $10 \sim 50$ 倍も大きい。ここでは、 ^{14}C の年代値を引用しておく。年代値は上流から下流に向って古い年代になるという系統的な値を示さず、ばらつきが大きい。新しい年代値で 300 年前、古い値で $27,000$ 年前を示す。この値は、 8m 深のコア氷の結晶粒径分布から $20,000 \sim 30,000$ 年前の水であると推定した値とはほぼ一致する。現在のところ、裸氷原の氷の年代については、この程度の知見しかない。したがって、dirt band 中の火山灰を構成する鉱物粒子からも年代も推定することが可能になれば、放射性同位体による氷の年代決定と相伴って、裸氷原の氷の絶対年代決定にも有効であると期待される。

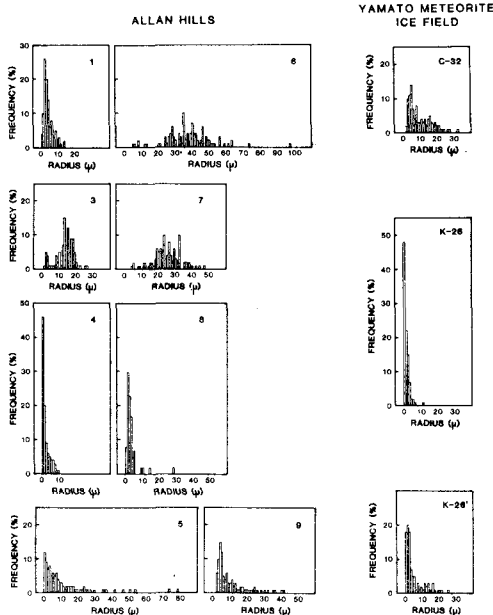


図4. やまと隕石氷原・アランヒルズ裸氷原の dirt band の構成粒子の粒径分布(粒径は半径で表現してある)。

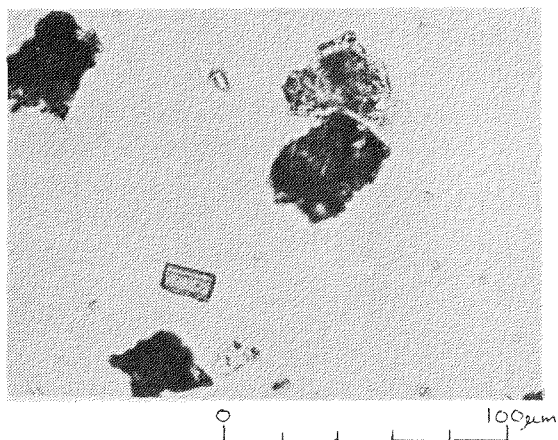
VI-6

裸氷原の dirt band について (II)

一 構成粒子と組成

勝島尚美 (北大理), 西尾文彦 (極地研), 大前宏和・石川正雄 (北大低濃研)
高橋修平 (北見エス)

dirt band を構成する粒子は、アランヒルズで数 $10 \sim 200 \mu\text{m}$, やまとで $10 \sim 40 \mu\text{m}$ の大きさをもち比較的均次の良いものである。顕微鏡観察によるとアランヒルズの dirt band を構成する粒子の $80 \sim 90\%$ は火山噴出物と認めうる火山ガラスあるいは鉱物の自形結晶の周囲にガラスが付着したものであり、その他は単一の鉱物粒子である。火山ガラスは無色透明～やや褐色半透明で自形の微細鉱物を包有するものが多く、しばしば軽石・スクリアに特徴的な泡がみられる(図3)。単独あるいはガラスを伴う鉱物としては斜長石が多く、単斜輝石・角閃石・不透明鉱物などがあり、すべて火山起源のものである。やまと隕石氷原のものもほぼ同様な特徴をもつが、アランヒルズのものに比べ細粒で火山ガラスの割合が多く有色鉱物が非常に少ない。一方、バード基地やドーム山のポーリングコア氷にも dirt band が報告されている (Gow, A.J. and Williamson, T., 1971, KYLE, P.R. *et al.*, 1981) が、これらの構成粒子は火山ガラスの量・形態や鉱物の種類などについてアランヒルズのものと非常に良く似ている。したがって dirt band が火山噴出物であることは同じでも、その内容はやまと裸氷原とアランヒルズで異なる可能性がある。



それではこれらの噴出物の源である火山はどのようなのだろうか?

ある一定の地域で限られた時代に噴出した火山には共通の特徴があり、他の地域または時代の異なる火山と区別できる。このような火山群は一つの岩石区でまとめられ成因的關係をもっている。図7は GONZÁLEZ-FERRÁN, O. (1982) によってまとめられた南極地域の新生代火山岩類の全岩化学組成を $\text{SiO}_2 - (\text{NaO} + \text{K}_2\text{O})$ 図に示したものである。 $\text{SiO}_2 - (\text{NaO} + \text{K}_2\text{O})$ 図はアルカリ岩と非アルカリ岩を分類する有効なものであるが、図7に示されるようにやまと山脈に比較的近い南極半島周辺の火山は非アルカリ岩の領域に、アランヒルズに近いマリー・バードランドやマクマード付近の火山はアルカリ岩の領域にプロットされ、両者は明確に識別することができる。また、火山岩類の構成鉱物にも特徴があり、その鉱物組成の検討によって同じ噴出源のものであるかどうかの推定はある程度可能である。

このように構成粒子の種類、形態上の性質や化学組成を検討することによって供給源の推定ができる。今回は dirt band を構成する火山ガラスや鉱物の EPMA 分析を行ない、その結果から供給源を考察する。火山灰はある一定の範囲に一樣に分布するので、広く氷床にわたる dirt band の構成粒子の組成を検討することは、氷床の流動や年代を理解する上で重要であろう。

図5. やまと隕石氷原にみられる dirt band の構成粒子
(微細鉱物を含む火山ガラスと単斜輝石)

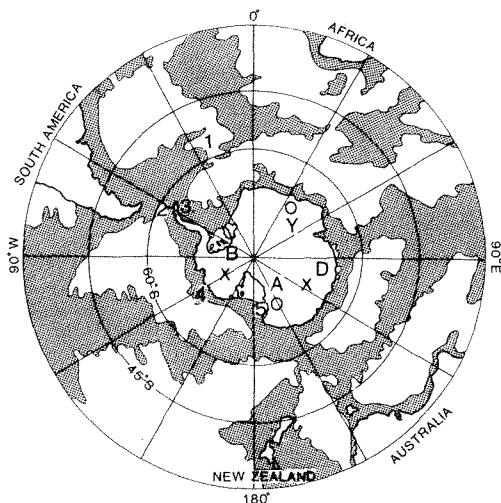


図6. 南極地域 新生代火山岩石区
とボーリングコア採取地帯で見
さい=dirt bandの位置

(新生代岩石区)

1. サウスサンドウィッチ諸島
2. サウスシェットランド諸島
3. ジェームズ・ロス島
4. マリー・バードランド
5. マクマード付近

(dirt band).

- A. アランヒルス
Y. ヤマと隕石氷原
B. バード基地
D. ドームC

(○印 氷原, ×印 ボーリングコア)

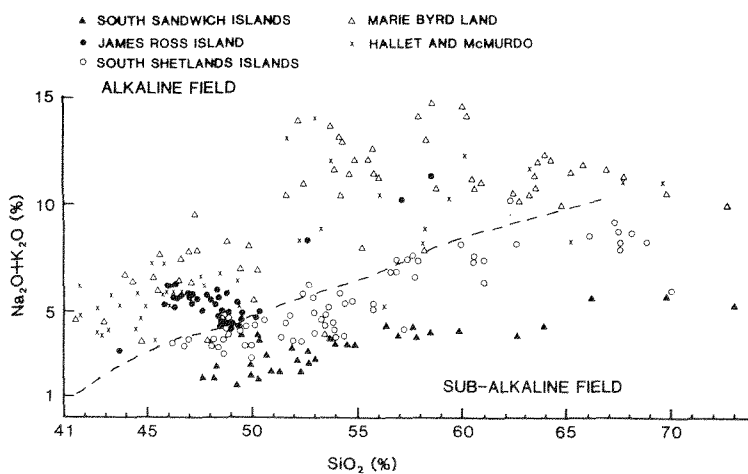


図7. 南極地域、新生代火山岩類の全岩化学組成
($\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 図)

(GONZÁLEZ-FERRÁN, O. 1982, 1-83)

南極氷床の堆雪特性

佐藤和秀 (長岡高専)

1. まえがき

南極氷床の堆雪特性は、雪尺測定や、積雪断面の層位解析などから、ある程度、その様子がわかってきた。これまでに得られた知見によれば、みずほ高原については、積雪層構造、涵養量の地域分布から、次のように大きく三つの地域に区分される。Iは高度1500~1800m以下の沿岸地域で、涵養量も非常に大きい地域、IIは高度はI上限より3000~3200mで涵養量の変動が大きい地域、IIIは高度IIの上限より高い内陸地域で、風の強い営力は受けなため、涵養量は少ないが一樣に堆雪する地域と、大きく考えられている。

Yamada & Wakahama (1981)は、9次隊によって得られたSルート沿いの年間積雪量について、2km毎の雪尺データを10地帯で移動平均して、移動平均値M、その標準偏差S、およびS/Mを求めた。それによるとIの地

域は、Mが大きく、S/Mは小さい。IIの地域は、MもS/Mも非常に大きく変動する。IIIの地域は、MもS/Mも非常に小さくなる。

一地点の1本の雪尺測定値について、また雪氷ボーリングコアからなされる種々の解析値については、その場所の代表性について、充分考慮する必要がある。そのため、雪尺網測定による一地点の涵養量の偏差についての地域特性を求めてみた。

2. 雪尺網による涵養量の測定と表面の起伏度の測定

一地点の涵養量の代表性についての理解を深めるため、1981年から1982年にかけての1年間の積雪涵養量について、図1に示すように、雪尺網を、沿岸から内陸にかけて10地帯に設置し、観測した。

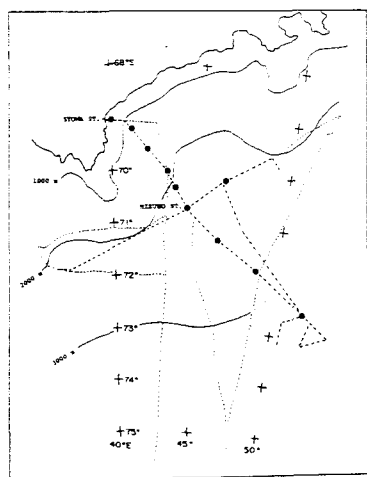


図1. 36本雪尺網の設置地点
(● 6p 10地帯)

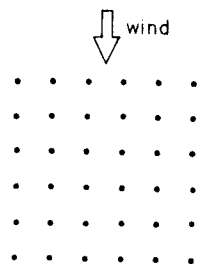


図2. 36本雪尺網と卓越風との関係
(雪尺間隔は10m)

$$R = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (h_i - \bar{h})^2}{N}}$$

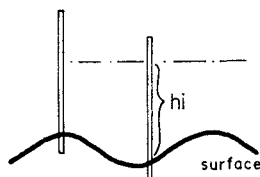


図3. 雪尺網の氷床表面の起伏度の求め方
(--- は水平面)

雪尺網は、卓越風向と図2に示すようにし、10 m間隔の雪尺36本をセットし、全地突、同じ配置にした。また、表面の凸凹の大きさ(起伏の割合)の目安として、図3のように雪尺地点の水準測量を行ない、表面起伏度: Rを

$$R = \sqrt{\frac{\sum (h_i - \bar{h})^2}{N}} \quad N: 36$$

として求めた。

3. 高度に対する特性

以上の結果を高度に対して示したのが図4である。

R: 観測した雪尺網の表面起伏度は、高度2000 m以下で大きく、それ以上では小さくなっている。

M: 涵養量は、沿岸から内陸にいくに従い、一般的傾向として小さくなっている。

S/M: 1以下が大半であるが、240地点とみずほ基地の値が大きくなっている。特に、みずほ基地の値は、氷床表面の自然状態ではなく、みずほ基地の建物が雪尺網の測定値に大きく影響をおよぼしている。なお図4の×印は、みずほ基地の建物の影響のない100本雪尺列(1 m間隔で卓越風向に直交)の測定結果である。

以下、これらの因子の相互関係と1本の雪尺測定による涵養量の年変動の傾向について考察する。

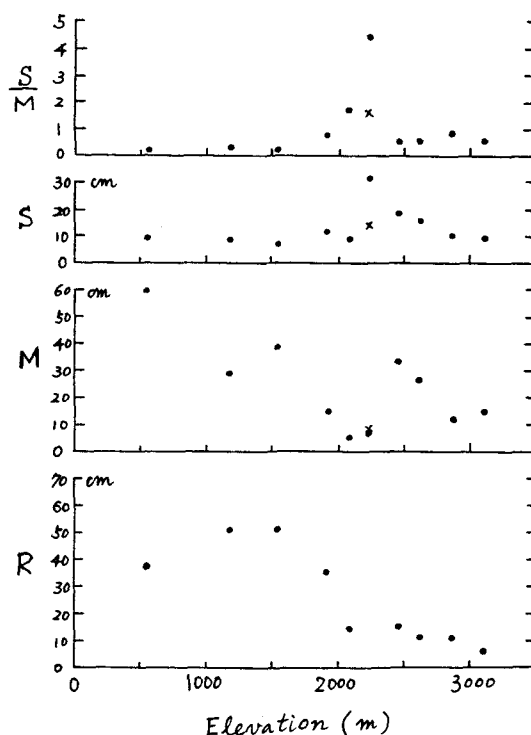


図4. 高度に対する R, M, S, S/M

R: 雪尺網の表面起伏度 (cm)

M: 雪尺網地点の年間積雪涵養量 (cm)
(36本雪尺測定値の平均)

S: Mの標準偏差 (cm)

S/M: Mの相対偏差

×印は、みずほ基地の100本雪尺列
(1 m間隔で卓越風向に直交)の値

<文献>

Yamada & Wakahama (1981) Mem. Natl. Inst.
Polar Res., Special Issue, No. 19, 307-320.

VII-2

氷床雪氷コアの解析に関する二・三の問題

渡辺興亜・徳岡敦子(名古屋大学水圏科学研究所), 佐藤和秀(長岡高専)

1. 雪氷コア研究の目的

南極氷床の涵養過程は、氷床上の気候の地域的特性を反映してさまざまに異なっている。大きく分けて、沿岸地方の多涵養量域、カタバ斜面の変動の大きい涵養域、内陸高原域の少涵養域の三つに分かれ、それぞれの地域間には漸移帯がみられる。

これまで数多くのボーリング・コアがみずほ高原の各地から得られ、層位構造、同位体組成の鉛直分布などから、涵養過程の地域特性について解析が試みられてきている。

1981年より東グリーンランドではじまった雪氷総合研究計画では、5年次にわたる内陸調査で内陸各地での100m~500m深ボーリング・コアの採集が計画されている。氷床コア解析の目的は、1) 後氷期の南極氷床上の気候変動の状況とその同時性、2) 変動に伴う雪氷コアの諸性質の鉛直プロファイルの変化の特異点を用いての同時期雪面(isochrons)の復元、3) 気候変動に伴う涵養過程の変化あるいは氷床上の堆積環境域の変化の解明などである。これまで雪氷コア解析で、単位層の性質、密度及び同位体プロファイルなどが気候の状況をよく反映している

ことがわかってきている。しかし、例えば同位体密度などは、堆積直後よりはいまある寒冷変態過程によって積雪層中に二次的変化を強く受け、堆積時の状態を保存しないこともある。一方、そうした変態過程の状況そのものが堆積環境を示すという可能性もあり、氷床雪氷コアの解析を行なう上でもなお多くの問題が残されている。

2. わが国の積雪と南極氷床コア中の $\delta^{18}O$ 鉛直分布の形成過程の比較

積雪層中の $\delta^{18}O$ プロファイルがどのようにして形成されるかを明らかにするため、降雪の $\delta^{18}O$ 値の変化(図1にその結果の一部を示す)と積雪中の $\delta^{18}O$ プロファイルの形成過程(図2)を北陸地方で詳しく観測した。日本の暖候地の積雪は降雪期にも降雨があり、それによる $\delta^{18}O$ の変化も観測された。こうしたわが国積雪の $\delta^{18}O$ 分布の形成過程とその特質を南極氷床における積雪層中の $\delta^{18}O$ 分布と比較しつつ、南極氷床コアの解析上の問題点を検討する。

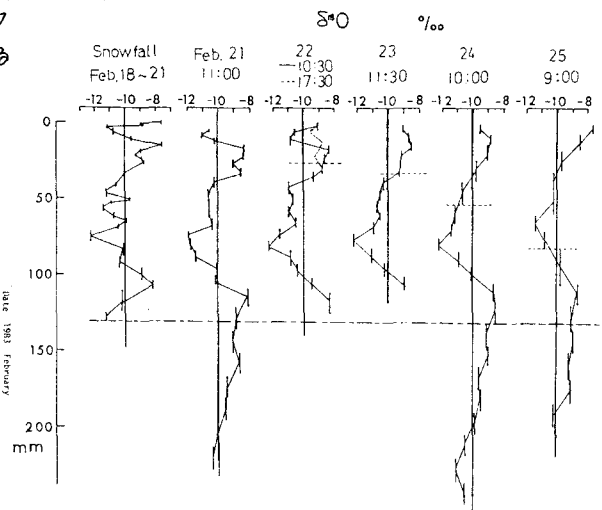
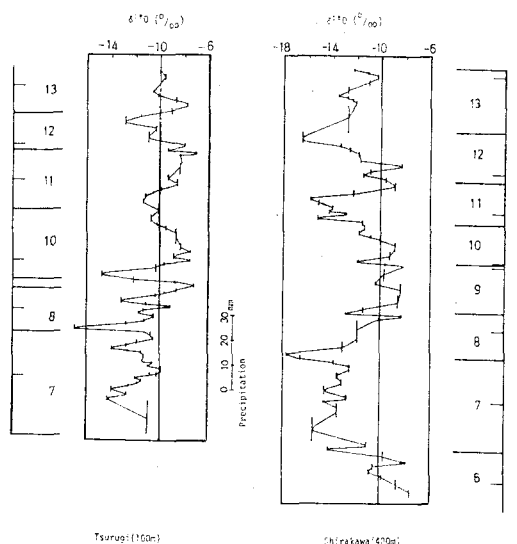


図2. 積雪中の $\delta^{18}O$ 分布の形成過程(鶴来'83.2)

← 図1. 降水中の $\delta^{18}O$ 変化('83.2.6~2.13)

VII-3

南極氷床 沿岸地域の降水量の変動

佐藤和秀 (長岡高専) 渡辺興亜 (名大氷圏研)

1. まえがき

南極氷床の積雪涵養量の変動について、雪尺法による直接計測から、日本隊の守備範囲のみずは高原の沿岸地域 S-H-Z ルートについては、1968 年以來のおよその様子がわかってきた。しかし、雪氷ボーリングコアによる解析からの涵養量の年変化についての報告は少ない。それは、内陸においては、削剝などの現象が年層決定をむずかしくしているためであるが、今回、涵養量の多い沿岸地域の S18 地夾 (618 m.a.s.l.) の 30 m 深コアと S40 地夾 (1142 m.a.s.l.) の 10 m 深コア解析を行なった。目的の一つは、積雪層構造の季節変化の分布と酸素同位体組成 ($\delta^{18}O$) や、 $gross \beta$ 値の分布との関係を知り、過去の堆積

環境を推定し、その変動を明らかにすることである。これまでに得られた結果について発表する。

2. 層位解析, $\delta^{18}O$, $gross \beta$ など

[S40 コア]
10 m コアの層位としもぎらめ化度, $\delta^{18}O$, $gross \beta$ の分布を図 1. に示す。各々の分布状況から年層境界 (夏の面 → 印) を決定した。

[S18 コア]
30 m コアのうち表面より 5 m までの解析結果を図 2 に示す。夏には表面は、若干、融解し、氷板やレンズ氷として観察される場合が多い。 $\delta^{18}O$ 値の分布もサイクリックな季節変化を示す。これらの関係から、年層を確認し

図 1.

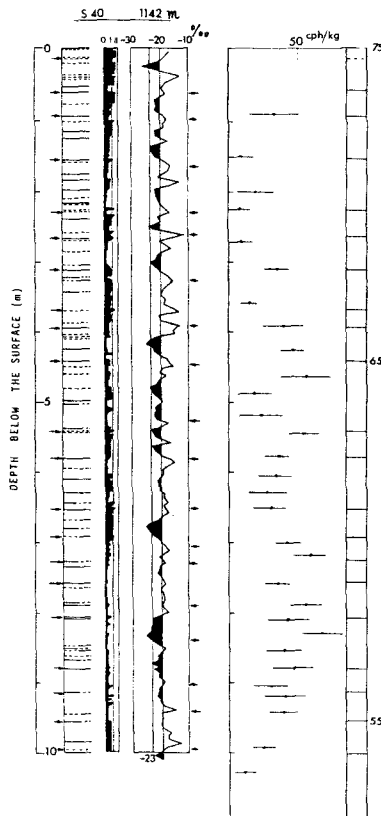
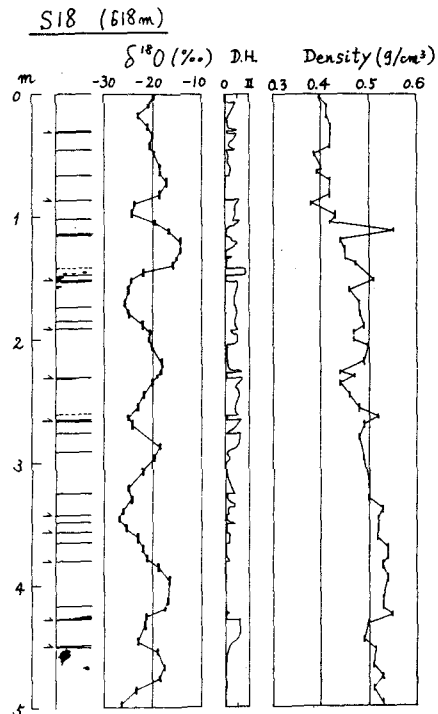


図 2.



年代決定を行なった。

3. 涵養量の変動

[S40地史]

以上の結果から 1954～1974 年の降水量の変動を図 3-C に示す。この間の平均年間降水量は約 25 g/cm² である。

[S18地史]

同様に S¹⁸O 解析も考慮に入れた 9m 深までのコアについての結果は、1964 年～1981 年の平均年間降水量は、24.1 g/cm² となる。9m 深より 30m 深までは、層位学的特徴より年層を決定し、以上から求めた年間降水量の年変化を示したのが図 3-b である。右上の 3-a 図は、S18 地史を含む S16-S30 間の雪尺測定による平均の年間積雪深 (cm·snow) の 1968 年～1981 年間の変化を示す。

S40 と S18 のコアについて、降水量の多い 1957, 1964, 1967, 1970 年と、降水量の少ない 1960, 1963, 1966, 1969 年と全く一致し、

変動の傾向は同一とみなしてよい。また S16-S30 間の積雪深の変化も S18 コアと同一変動を示す。S18, S40 の一地史の降水量変動とはいえ、沿岸地域の年涵養量を、ほぼ代表しているといえてよいだろう。S18 コア解析から推定される降水量の年変化が今世紀初頭まで得られたが、3 年の明瞭な周期変動がみられる。

また、藤井 (1982) による ウェッデル海東岸のグラント棚氷コア解析による涵養量変動と比較してみると、1964, 1972, 1975, 1977, 1979 年の降水量の多い年、1974 年の少ない年が一致している。これらの一致は南半球規模の大気大循環の変動と関連している可能性が強い。

<文献>

藤井理行 (1982) 第 5 回極域気水圏シンポジウム講演要旨, 19-20.

<図の説明>

図 1. S40 地史の 10m ボーリングコアの層位、しごらめ化度、S¹⁸O、gross β 値の分布 (左より)。

図 2. S18 地史の表層 5m コアの層位、S¹⁸O、しごらめ化度、密度 (左より)。

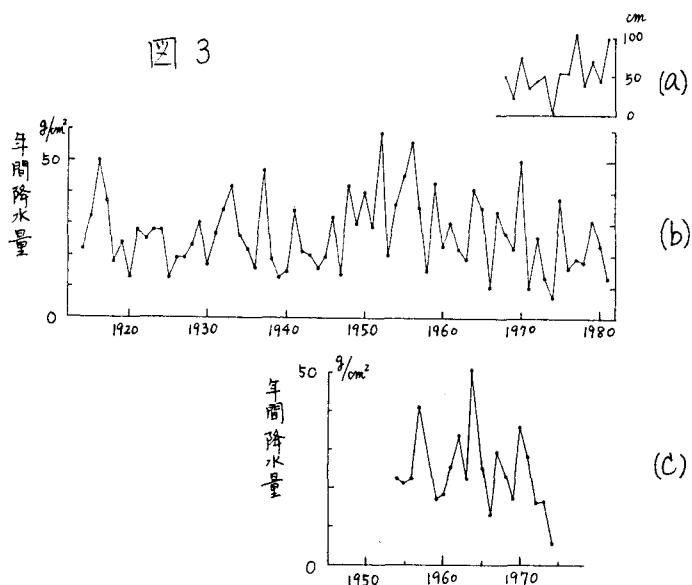
(→ は図 1, 図 2 と互換の面を示す)

図 3

(a) 雪尺データから得られた S16-S30 間の平均積雪深 (cm·snow) の 1968～1981 年の年変化。

(b) S18 地史の 30m コア解析から推定される降水量の年変化。

(c) S40 地史の 10m コア解析から推定される降水量の年変化。



氷床表面の堆積と雪面形態

高橋修平(北見工大), 大前宏和・石川正雄(北大低温研)

勝島尚美(北大理学部), 西尾文彦(極地研)

南極大陸氷床表面には、削刻時形態であるサスツルギ、堆積時に形成されるデューン、安定な平滑表面であるグレースドサーフェスなどが見られる。WATANABE(1978)は、これら雪面形態の発生する地域を、標高別に大きく分類している。

白瀬氷河流域を旅行する時、距離 10 km

オーダーのさらに小さい単位で雪面形態の変化が見られる。図1には白瀬氷河沿線のG2-G7の南北ルートについて、表面標高およびサスツルギ・グレースドサーフェスの割合を示す。雪面形態と表面傾斜が対応するような傾向が見られる。また平均的には上流部ほどサスツルギは少なく、グレースドサーフェスは多くなる傾向がある。

図2にはYMルート(みずほ基地〜やまと山脈間の東西ルート)の表面地形と、1982年3〜4月のG3往復旅行におけるサスツルギ頻度(1 km毎に横切った数)を示す。みずほ基地より62 kmおよび90 km付近のサスツルギの少ない地点は、地形的にも特徴のある地点である。

これらのように地形と雪面形態が対応する原因を、地吹雪輸送量の収束・発散により説明してみたい。つまり、斜面下降風の速度が斜面傾斜によって変化し、地吹雪輸送量が変化することにより堆積域・削刻域が出現する。また斜面下降風は最大傾斜方向に対して斜交するため、最大傾斜方向およびそれに直角方向の地形の凹凸にも対応し得ると説明される。

この考え方を、もう少し大きなスケールに適用する時、大和山脈周辺の裸氷域の生成、さらには、みずほ高原について得られた高度別の表面質量収支(YAMADA・WATANABE, 1978)の供給源の多きを、この地吹雪の収束・発散によって説明できる可能性がある。

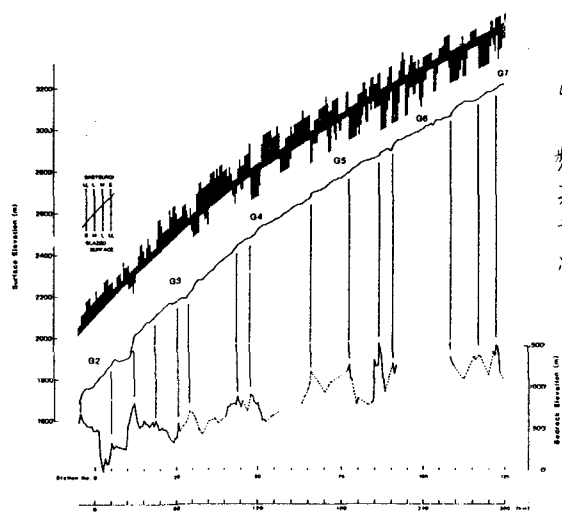


図1. 白瀬流線沿いの表面標高と雪面形態

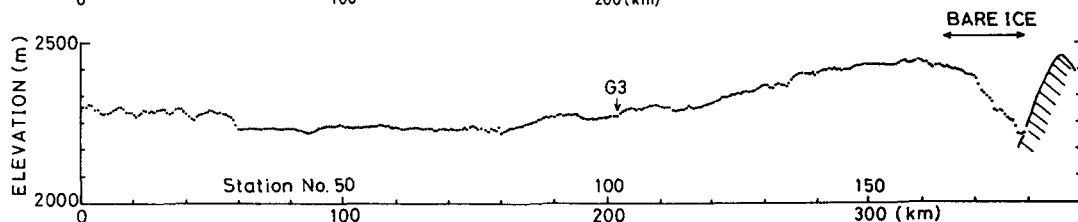
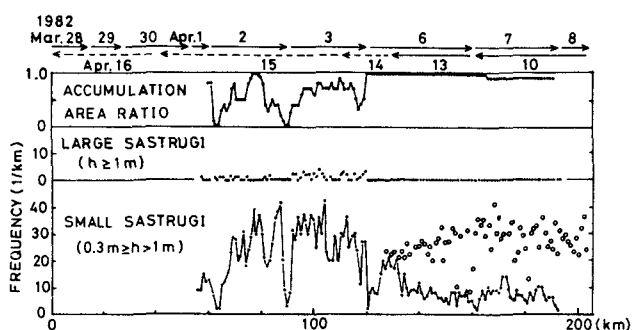


図2. YMルート沿いの表面標高とサスツルギ頻度

みずほ基地における環境中性子と積雪

西尾文彦(極地研), 高橋修平(北見工大), 小玉正弘(山梨医大)

This report points out a few properties of atmospheric background neutrons near the ice surface, particularly some practical advantages of measuring spatial distributions of neutrons on the Antarctic ice field.

Since the theoretical studies of Bethe et al.(1940), the diffusion problem of atmospheric neutrons produced by cosmic rays has been fairly well solved with progress in experimental research. One of the current problems is the so-called interface effect between air and soil (or air and seawater) near the earth's surface(Kastner et al., 1970; O'Brien et al., 1978). It can be represented by two kinds of spatial distributions of neutrons as a function of neutron energy, with respect to altitude and zenith angle. The former is investigated experimentally on slow neutrons(Kodama et al., 1980), and the latter was measured on fast neutrons(Preszler et al., 1974). Most of these works were carried out in the vicinity of the ground surface, because experimental exploration is rather easy on the air-ground interface, but are not always practical on the air-seawater interface. Since the influence of an ice field on the diffusion and absorption mechanisms of neutrons is considered equivalent to that of seawater, experiments on the Antarctic ice field can give some basic and important knowledge to solve the air-water interface problem, on which experimental data are quite poor.

One basic problem is about the albedo neutrons which are produced in soil and are upward scattered onto air. According to the experimental results of Kodama(1983), the albedo neutron flux in the 1 MeV or less energy range amounts to about 40% of the total neutron flux. This value is found to be on the same order of magnitude as that for the 10-100 MeV energy range. However, both of these results were obtained on a ground surface. It is open to question how the amounts of albedo neutrons are distributed on an ice surface.

As Mizuho Station is located at 2230 m elevation, neutron fluxes are expected to be about five times sea level fluxes owing to the altitude effect of the nucleonic component. In addition, the latitude effect gives about 1.6 times Tokyo fluxes at Mizuho. These two effects improve the counting statistics of neutrons. It is of importance to measure the depth dependence of neutrons under the ice surface, in order to be able to match boundary conditions at the air-ice interface. The continuous recordings of atmospheric neutrons using two neutron sensors placed above and below the ice surface are tentatively carried out at Mizuho since April 1982. Results obtained from the first one year operation are reported and discussed in relation to snow accumulation.

References

- Bethe, H. A., S. A. Korff, and G. Placzek, Phys. Rev., 57, 573(1940).
- Kastner, J., B. G. Oltman, Y. Feige, R. Gold, and F. Congel, I.E.E.E., Nucl. Sci., 17, 144(1970).
- Kodama, M., S. Kawasaki, T. Imai, K. Takahashi, and M. Wada, Nat. Radiat. Environ. III, 2, 882(1980).
- Kodama, M., J. Phys. Soc. Japan, 52, 1503(1983).
- O'Brien, K., H. A. Sandmeir, G. E. Hansen, and J. E. Campbel, J. Geophys. Res., 83, 114(1978).
- Preszler, A.M., G. M. Simnett, and R. S. White, J. Geophys. Res., 79, 17(1974).

南極における表層雪の通気度と構造の関係

西村 寛・前野紀一（北大低温研）

南極氷床を形成する雪の構造および圧密の機構における地域性を調べるために、みずほ高原の4カ所の30mコアを使って雪の構造解析および通気度測定を行った。

鉛直薄片の写真上で、水平テストラインを使って求めた比表面積を S_H 、鉛直テストラインによる比表面積を S_V 、また、両者の平均値を S_f とする。図1に平均の比表面積 S_f と空隙率の関係を示す。 S_f は空隙率の増加と共に増加するが、値および増加の傾向は場所により異なる。年間堆積量の多いW'200とS18では、 S_f は大きいのに対し、年間堆積量の少ないU234とV142では小さい。

図2に比表面積の異方性を深さに対して示す。 ω は $\omega = (S_H - S_V) / S_f$ で、 $\omega = 0$ のときは等方的構造、 $\omega > 0$ のときは鉛直方向の表面が卓越し、縦構造が発達していることを示す。年間堆積量の多いS18とW'200ではほとんど $\omega = 0$ 付近に分布し、顕著な異方性は認められない。しかし年間堆積量の少ないU234とV142では $\omega > 0$ で、縦構造の発達が顕著である。このような ω で示される縦構造の傾向はしもざらめ雪の発達傾向と一致していた。

通気度と空隙率の関係を図3に示す。通気度は空隙率の増加と共に増加する。U234とV142の値はS18とW'200の値に比べて大きい。

上の測定結果から、年間堆積量の少ないところほど、表層雪の比表面積が小さく、縦構造が発達し、かつ通気度が大きいと結論される。縦構造の発達と通気度が大きいことには直接の因果関係はない。しかし、年間堆積量が少ない場合、南極氷床の雪は長時間温度勾配にさらされ、水蒸気輸送によって空隙の形が縦構造に移行するものと考えられる。

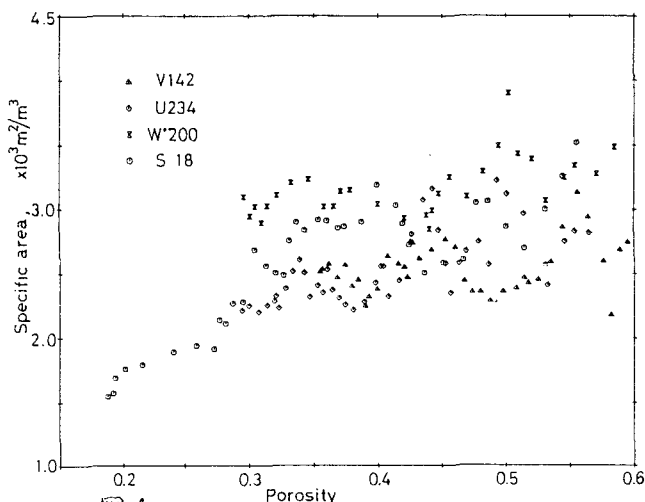


図1.

図2.

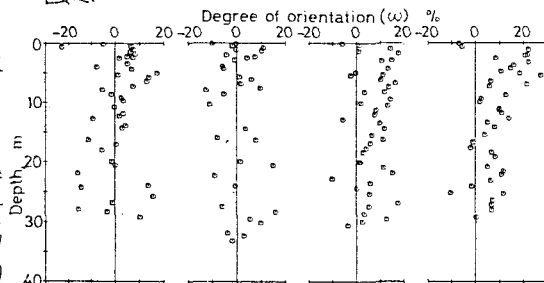
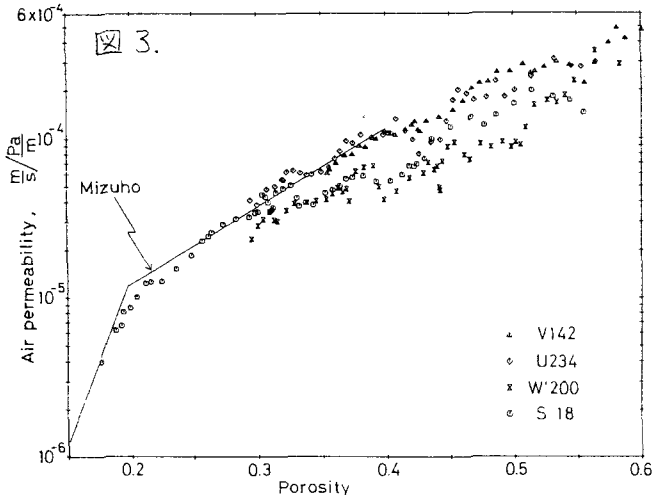


図3.



VIII-2

みずほ基地における雪内熱流量

— 毎時値の計算 —

菊地時夫（高知大・理）

氷20次越冬隊による雪温データ（JARE Data Rept. 62）より毎時の雪内熱流量 S_0 を計算した。②の誤差は、層の厚さ $d=z_{i+1}-z_i$ と熱伝散

雪のみかけ密度を ρ 、氷の比熱を c として、係数 K 、温度変動の周波数 ω によって影響が異なる。数値計算によってその影響を見積ると、図3のような振幅・位相特性をもつフィルターをかければよいことが判る。

$$S(z_i) - S(z_i) = - \int_{z_i}^{z_{i+1}} \rho c \frac{\partial T}{\partial t} dz. \quad \dots (1)$$

$z_i \cong 10 \text{ m}$ で $S(z_i) \cong 0$ となるので、 $z_2 = 0$ として、

$$S_0 = \sum \frac{1}{2} \left\{ \rho c \frac{T_{i+1, t+\Delta t} - T_{i+1, t-\Delta t}}{2\Delta t} + \rho c \frac{T_{i, t+\Delta t} - T_{i, t-\Delta t}}{2\Delta t} \right\} (z_{i+1} - z_i) \dots (2)$$

但し、微分は差分に、積分は積和に置きかえてある。

ところが、(2)式による計算では、時間間隔 $2\Delta t$ を小さくすると、

- ①…温度 T の測定精度の影響（図1）
- ②…短い同期の温度変動に対して、 z_i と z_{i+1} の間の層に直線で近似できない温度分布ができる（図2）

ために、誤差が非常に大きくなる。

①の誤差は深い所で大きくなるが、移動平

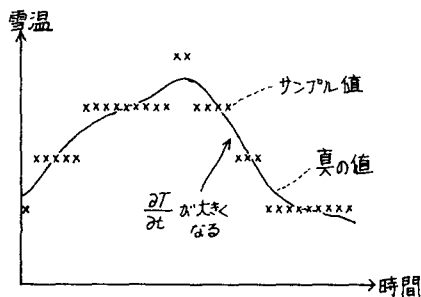


図1. 測定精度による誤差：温度変化が分断能と同程度になると $\partial T / \partial t$ の誤差が大きくなる。→平滑化

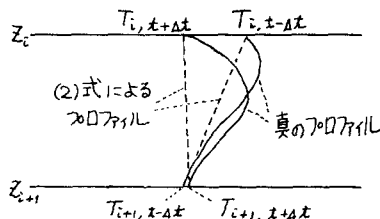


図2. 温度分布による誤差： T の変動周期が短いと(2)式による近似計算はできなくなる。→図3のフィルター

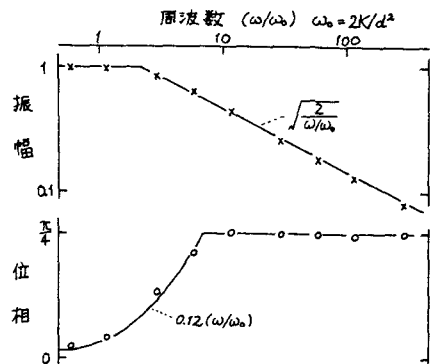


図3. ②の誤差を補正するフィルターの特性

以上の補正をした計算結果の一部を図4に示す。9月と11月で日変化のパターンに違いのあることが判る。

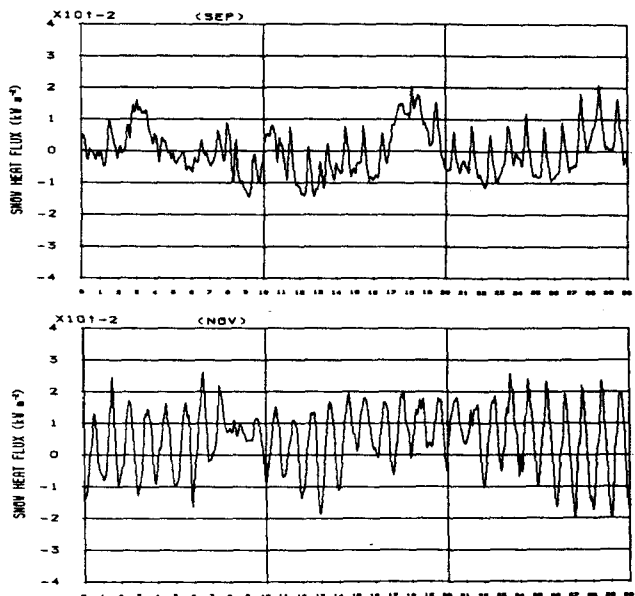


図4. 毎時の(表面)雪内熱流量：9月(上)、11月(下) 9月では日変化のパターンが非対象(夜と昼で)であるが11月ではsin波に近いパターンとなっている。

VIII-3

みずほ柱状氷試料中の球状固体微粒子の放射化分析 (II)

田澤 雄二 (京大理) 藤井 理行 (極地研)

前回、アランヒル裸氷中及びみずほ柱状氷中の球状粒子の、中性子放射化分析を行い、アランヒル粒子については、熱変成の程度の低いコントロールティックな粒子である事、みずほ粒子では、Sm, Nd を異常に濃縮した希土類元素 (R.E.E.) パターンを持つ、ペロフスカイト粒子が存在する事を報告した。

ペロフスカイトは地球上で普遍的に見出される主要造岩鉱物ではなく、ある種の変成岩中にわずかに見出される鉱物であり、宇宙化学的にも、太陽系生成時の高温ガスからの最も初期の凝縮物の一つと考えられている事などから、この粒子の起源と、この氷層への堆積過程は非常に興味深い。

今回は、みずほコアの前の深さ (32~34m) とは異なる4ヶ所 (5-6m, 6-7m, 17-19m, 41-42m) から採取した球状粒子18個について、東海村JRR-II による中性子放射化分析を試みた。この結果、7個は、前回のペロフスカイト粒子と誤差の範囲で完全に一致する希土類元素存在度を示し、XMA による主成分分析でも、ペロフスカイト組成であることを示している。残り11個の内、2個は、大小2個の球粒の融着、大きな球粒に2個の小球が融着もしくは付着しているものであり、前者は、大がペロフスカイト、小が Fe-Cr-Ni の球粒、後者は大がジルコン、小がペロフスカイトである事が判明した。又、いづれのペロフスカイトも希土類元素パターンは、7個のそれと一致する。他の9個の

内、3個は Fe-Cr-Ni 粒子である。

分析された球状粒子は、各深さ毎にシリポフィルター上のダストから大きい順に取り出したものの一部であり、必ずしもみずほ地域の水中の全球状粒子を代表するサンプルとはならないのは言うまでもないが、40m 以下で、全分析球粒の半数余りもペロフスカイトであった事は、実におおきくべき事である。このペロフスカイトには高濃度の Cr, Fe を含み、ペロフスカイト球粒に Fe-Cr-Ni 球粒が付着 (融着) しているものがあること、鉄質球粒としては従来の深海底土や極地雪氷中のものには見られなかった Fe-Cr-Ni 球粒が 1/5 も存在する事などから、ペロフスカイト粒子も Fe-Cr-Ni 粒子も同じ起源をもつものと考えられる。しかも真球に近い形状、接合粒子の存在などから、溶融状態を経たものと考えられる。ペロフスカイト、ジルコンなど高融点鉱物と、これらに比べてはるかに低い Fe-Cr-Ni 金属 (あるいはその酸化物) が同一の源で形成され、みずほ地域に、少なくとも400-500年にわたって堆積して来たと考えられる。

表. 中性子放射化分析結果の一部 (横に記号のない数値は ppm)

Sample No.	Wt (μg)	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Ta	Zr	Cr	Fe	Co	Ni	Ir	Au
4	17.0	1290	2330	1500	1000	793	9	92	13	1310	42	32%	2.19%	0.95%	12			
9	1.0												18.2%	90.6%	2620	11%		
11	41.0	18.9	44.3	13	4.30	0.42	0.7	3.8	0.2	27	64	630	1460	16.3%	36.2			6776
12	3.7	19	26		8.4				0.3				1.25%	50.9%	1520	5%		5276
14	4.6	807	1310	960	615	4.4	3.0	4	0.5	21	21	1200	10.54%	41.7%	1850	8%	3276	8276
19	1.9	4980	2310	5670	3770	280	25	27	2	92	115	600	6.73%	2.1%	71			

VIII-4

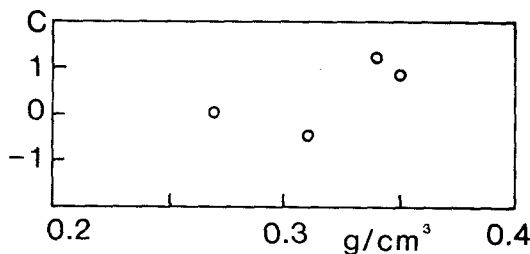
積雪のマイクロ波特性について

和田誠, 山内恭, 川口真男, 藤井理行, 神沢博, 楠宏(極地研)

1.はじめに. 南極域は, 地表面どうの調査はなかなか困難であるため, 航空機などによる, 上からのリモートセンシングは有効であり, このための基礎データを得るため, 国内で積雪のマイクロ波特性を調べている. マイクロ波を利用して雪の状態を調べる研究は, 最近数多く行われているが, 我々は, 2波長マイクロ波放射計を用い1981年以来観測をおこなっている. 今回は特に, 1983年1月から2月にかけて北海道稚子里において乾いた雪のフィールド実験をおこなったので, その結果について報告する.

2.フィールド実験について. マイクロ波放射計は組立て足場を利用し, 雪面から約2m上に下向きに固定した。実験用のフィールドとして2つを設定し(各約 2m×1m), 1つは, 全く乱雑な比較検定用とし, もう1つは積雪を変化させて実験をおこなった。積雪を変えるごとに比較雪面のマイクロ波放射温度を調べ, 気温などの影響を除くよう努めた。実験は次の4つについておこなわれた: (1)密度を変化させる, (2)水当量を変化させる, (3)雪質を変える, (4)水を注入する。

3.結果. 図1に密度を変化させたときの測定結果を示した。縦軸は実験雪面と比較雪面の放射温度差, 横軸は雪の全平均密度である。この時水当量は, 一定である。図からわかるように, 密度を増加させても, 温度差は $\pm 1.5^{\circ}\text{C}$ 以内であり, あまり変化しない。図1は12GHzのものであるが19GHzも同様の傾向を示している。図2に水当量を変化させたときの測定結果を示す。aは12GHz, bは19GHz



のものである。縦軸は雪を全部とり除いたときの底からの放射温度と雪のあるときの温度差, 横軸は水当量の値である。(x)印は1.28, (o)印は1.30, (+)印は1.31の観測のものである。12GHzの1.28の結果に少しばらつきがあるが, 12GHz, 19GHzとも水当量が増加すると, 温度差も大きくなる傾向を示している。これは地面からの放射が雪によって減衰される効果のためではないかと考えられる。図3には更に水当量を増やした時の結果を示した。今までと同様の実験では, 積雪を増加させることができないので, 別なフィールドを選んで水当量を増加させた。正確な水当量の測定ができていないので(密度は約 $0.5 \sim 0.6 \text{ g/cm}^3$)積雪量を横軸にとり, 雪のほとんどない道路上の値を原点にとり, 縦軸は, その値との温度差である。積雪が増えるにつれて, 温度差は大きくなっていくが, 200cmのときに比べ, 300cmの増加はゆるやかにになっている。これは, 雪の下からの影響が徐々に減り積雪の放射が重要になっているためと考えられる。また雪質を変えたときはあまり変化はなかった。

図2-a

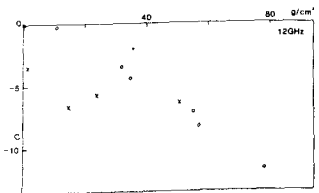


図2-b

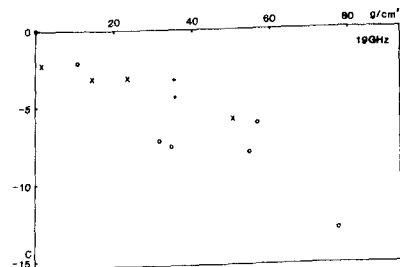
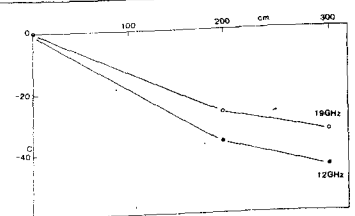


図3



FM-CWレーダーによる積雪の内部構造の観測

藤野和夫・若浜五郎 (北大・低温研)

鈴木勝裕・松本正・黒岩大助 (北海道工大)

1)はじめに 最近、アプティグマイクロ波システムを用いて、積雪の厚さ、成層構造、密度、含水率等の積雪の諸要素を測定する技術に関して、理論的、実験的研究が色々なされている。

この等の電磁的測定法は、対象とする積雪の諸要素を不攪乱状態で測定し得る有利性をもつ反面、積雪の諸要素と複素誘電率の間の関数関係や、その効果がまだ不明確であるために、得られた測定結果の解釈をあいまいにしている。

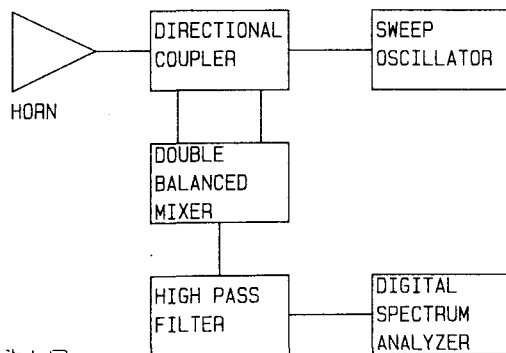
我々は数年前より、積雪のマイクロ波特性の研究の一環として、2~12 GHz帯域のFM-CW方式のレーダーを自作し、野外及び室内で基礎実験を行って来た。その結果について報告する。

2)測定方法及び装置 FM-CWレーダーの原理については、既によく知られている様に、周波数変調(FM)をほどこした連続波(CW)を積雪面に送信し、雪面及び内部からの反射波の時間的な遅れを利用して、ミキサで送受波のビートを取り、それを高速フーリエ変換器(FFT)で分析して周波数成分を得る。この周波数成分は、雪面との距離、内部の層厚及び層の誘電率の関数である。したがって、それより層厚又は層の誘電率を求めることが出来る。

我々が使用したシステムは、オ1図のブロッ

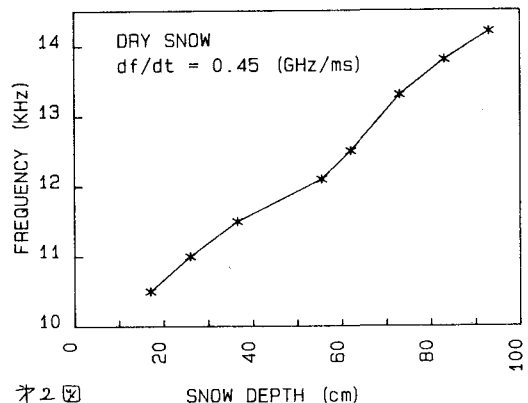
ク図に示した様に、送受兼用の電磁ホーンを用い、周波数帯域2~12.4 GHzのFM波を掃引時間100~10 msecで送信する。送信出力は約40 mWで約4 mの積雪深を識別可能である。周波数帯域と掃引時間の組合せにより、システムの最小分解能は変えることが可能であるが最終的にはFFTの分解能によって分解能は決められる。使用したFFTの最小分解能は100 Hzであるから、それ等の組合せによって、このシステムでは、数cm程度の層まで識別可能である。

3)実験 ①野外 実験は北大母子里及び問寒別演習林、大雪山、手稲山等で厳冬の乾雪、融雪期の湿雪について各々行った。得られた記録は、積雪表面及び内部の各層、システムを載せた荷台等からの多重反射によるノイズが重畳し、周波数成分の判読には熟練を要する。そのために、スペクトラの測定と同時に積雪観測を行い、積雪の層構造の観測をし、又各層の境界に反射板を挿入して、ノイズと層境界面からの信号とを識別した。乾雪の場合には、積雪の表面、内部各層の境界面及び底面のスペクトラが識別された。しかし、湿雪の場合には、含水層による損失が大きく、それより下層の境界面の識別は困難であった。乾雪について得られた積雪深、層厚とスペクトラの関係はオ2図に、又それに対応する乾雪の積雪要素をオ3図に示した。



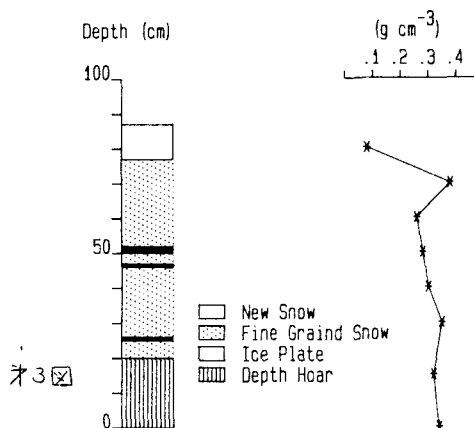
オ1図

BLOCK DIAGRAM OF FM-CW RADAR SYSTEM



オ2図

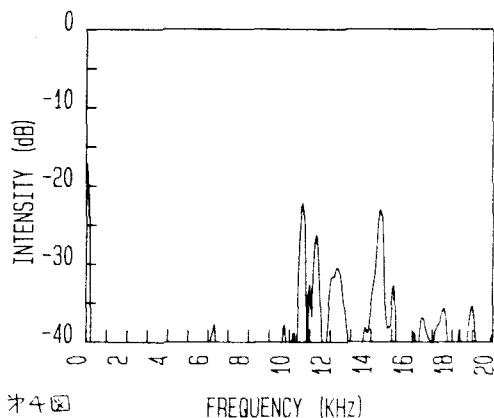
SNOW DEPTH (cm)



⑥室内 北海道工大の電波暗室内で、野外実験と同じシステムにより、ガウス粒、スタイロフォーム等の擬似雪を用いて、粒度、層厚の関係及び含水層の影響等を調べた。オ4図に擬似雪の成層構造より得たスペクトラムを示した。

4)結果の解析 実験で得られたスペクトラムは、乾雪、湿雪共、ノイズが重畳しているために、境界面からのスペクトラムとノイズを区別することは、そのままでは困難である。

ノイズの原因としては、広い周波数帯域を使用するために、電磁ラッパやシステム各部のミスマッチによる反射が起ること、又、積雪表面や内部各層境界面との間、積雪表面と荷台との間等で多重反射が起ることなどが挙げられる。

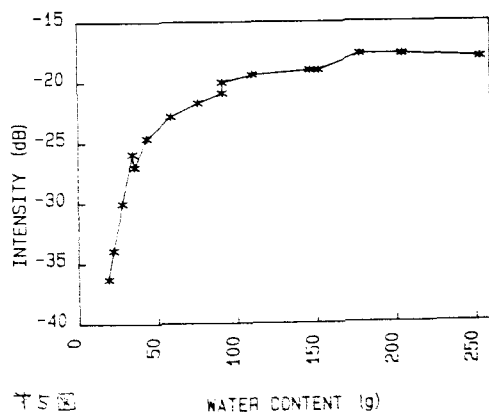


更に又、送信出力が小さいために、信号強度がノイズレベルとほぼ同等となり、それが識別を困難にしている。したがって、得られたスペクトラムから信号スペクトラムを分離するためには、統計的処理を行って、ノイズを除去する必要がある。

湿雪の場合、含水層のアDMIツタンスが増加し誘電率の虚数部が増加するために、その層による損失が増加し、それより下層の積雪内部からの反射が著しく弱まってしまうために識別は不可能であった。

室内実験によって、含水量の変化により、それより下層の反射などの様に影響されるかを調べた結果をオ5図に示した。又、積雪内の含水層に対応させるためにメッシュの異なる金網を表面に置いて、その影響を調べ、同様の結果を得た。しかし、それ等を実際の含水層に対応させるためには、より定量的な実験を行う必要がある。

5)まとめ FM-CWレーダーを用いて、積雪の内部構造を観測することは、乾雪の場合には十分に可能である。しかし、積雪のモデル化、ノイズ除去のための統計的処理等を行って、更に分解能を改善せねばならない。



IX-1

ゴヘイ型雪結晶の形成について

佐藤 昇・菊地 勝弘(北大・理)・上田 博(国立防災センター)

1. はじめに

極域などの低温度領域で観測される低温型雪結晶(奇形雪結晶)の代表的な結晶形であるゴヘイ型の先端のなす角度にはある規則性がみられる。現在までに観測されたゴヘイ型の顕微鏡写真とレプリカとを用いて先端のなす角度を測定し、その結果について考察を試みた。なお、次の4点によって結晶をゴヘイ型と定義した。①境界線に対して両側に結晶のC軸の方向が異なる(多結晶)。②結晶の先端が閉じている。③境界線に対してほぼ線対称である。④結晶が何段かくり返し成長している(但し、今回の解析には一段しか成長していないものも用いた)。ゴヘイ型の模式的な形を図1に示す。

2. 観察

解析に用いたデータは、南極域では昭和基地(1968)と南極点基地(1975, 1978)とで、北極域ではイヌヴィック[カナダ](1977, 1979-80)で観測された顕微鏡写真である。また、レプリカはイヌヴィック(1979-80)で観測されたものを用いた。それらの観測されたゴヘイ型結晶を印画紙に焼き付け結晶の先端のなす角度 α を測定した。その結果を図2に示す。横軸には先端のなす角 α を、縦軸にはその数頻度を目盛っている。用いた結晶数は顕微鏡写真によるものが53個、レプリカによるものが63個で

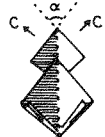


図1

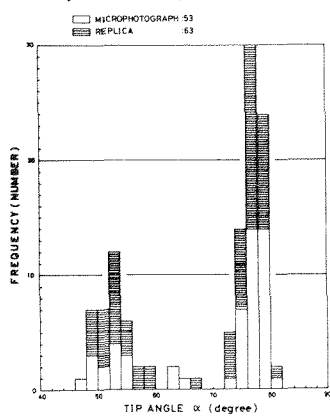


図2

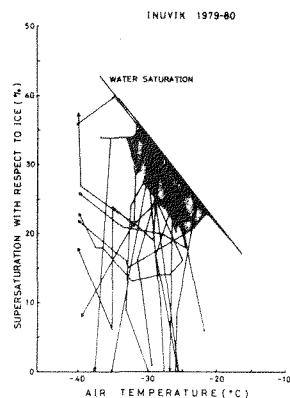
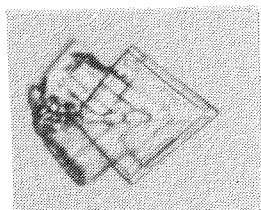


図4

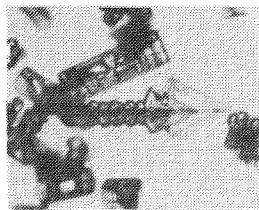
ある。頻度分布をみると77°、54°、66°の3ヵ所に分布の中心がみられる。66°付近のものは、77°、54°と比較してその存在は顕著でない。77°付近の結晶の一例を図3(a)、54°付近の結晶の例を図3(b)に示す。また、人工的に生成されたゴヘイ型結晶の α が77°付近の例を図3(c)、54°付近の例を図3(d)に示す。ゴヘイ型結晶が砲弾集合の中心部からでていることがわかる。 α が77°付近の結晶においては、2つのプリズム面はほぼ同一平面上にあるようにみえるが、54°と66°付近の結晶では、2つのプリズム面どうしがある角度をなしているようにみえる。

3. 考察

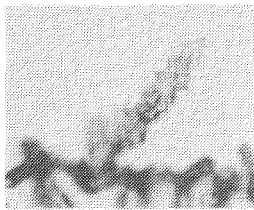
ゴヘイ型結晶の生成条件は、-20°C以下で水飽和であることが室内実験から確かめられている。また、イヌヴィック(1979-80)で、 γ -T-4S曲線を作ると過飽和度が水飽和に



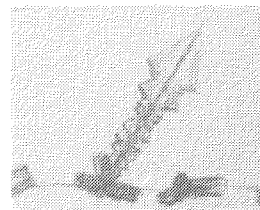
(a)



(b)



(c)



(d)

図3

近いことが確かめられた(図4)。ゴヘイ型結晶について以上のことをまとめると次のようになる。①先端のなす角度(C軸どうしのなす角度)に規則性がみられる。②氷弾集合の一部からしてきている。③凍結水滴を氷発点としている。これらのことから、多結晶雪結晶は微小水滴の凍結時にそのC軸の方向が決定し、その際にプリズム面が成長した場合に凍結水滴から成長した2つのプリズム面どうしがいろいろな角度をなして交差しうる。それらのうちほぼ平行に交わるものがゴヘイ型に成長しうると考えられる。

氷弾集合の氷弾どうしのなす角度が90°であるものについての考察にもとづいてC軸の方向のなす角度を計算した。つまり、basal面上にcubic構造を1回とすると考え、図5に示すように新たなC軸C₁~C₆がもとの結晶のC軸に対して形成される。そのC₁のbasal面上に、さらにcubic構造を1回とすると、C₁'~C₆'が形成される。C₂~C₆にも同様にbasal面上に新たなC軸ができると考える。それら36本のC軸の相互のなす角度を計算した。そのうちC₁'とC₂'のなす角度について計算した例を表1に

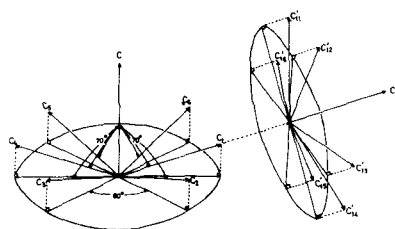


図5

C₁-C₂ (θ=60°)

	C ₂₁	C ₂₂	C ₂₃	C ₂₄	C ₂₅	C ₂₆
C ₁₁	0	56	70.5	39	70.5	56
C ₁₂	56	49	88	34	22	76
C ₁₃	70.5	66	56	88	39	22
C ₁₄	39	87	32	37	88	34
C ₁₅	70.5	88	56	32	56	88
C ₁₆	56	78	88	87	66	49

表1

示す。次に、1つのC軸の方向と3方向のうちの1つのa軸の方向とが決まると1つのプリズム面が決定する。それらのプリズム面どうしのなす角βを計算する(図6)。それらのうちβ<20°で、プリズム面どうしの交線に対してC軸の方向が対称という条件を満たすものを表2に示す。α'はC軸どうしのなす角の補角を示す。*で示したα'=78°・β=13°, α'=56°・β=19°, α'=68°・β=18°(α'=66°・β=11°)が図2に示したピークに対応するものと考えられる。77°のピークが顕著であるのは、接合面での氷発点格子が密であるためと考えられる(図7、表3)。

4. まとめ

プリズム面の成長を仮定し、凍結水滴を氷発点としてbasal面上にcubic構造をとるとすると、先端のなす角として77°と54°をとるゴヘイ型結晶の形成が可能である。今後はβを実測することとプリズム面の成長する条件を求めることが必要である。

1) Uyeda & Kikuchi (1992) J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII, 2, 145-157

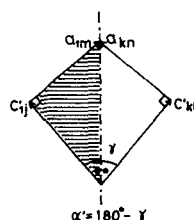


図6

	α'	β
C ₁ -C ₁	*56° 39°	19° 19°
C ₁ -C ₂ C ₁ -C ₆	*66° *78° 32° *56° 39°	11° 13° 16° 19° 19°
C ₁ -C ₃ C ₁ -C ₅	*66° 32° *56° 39°	11° 16° 19° 19°
C ₁ -C ₄	*66° *68° *56° 39°	11° 18° 19° 19°

表2

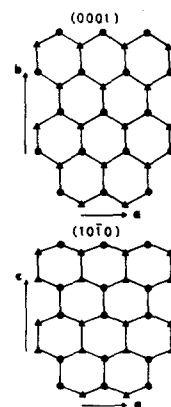


図7

α' (DEG)	FREQUENCY (%)	# (DEG)	c/a, b (10/10)	H-BOND (DEG)
78	0.1	13	1 2:3	21
56	2.5	19	5 16:1	16
68	0.1	18	2 5:1	37
66	0.6	11	2 5:3	19

表3

IX-2

低温で成長する単結晶窒素の成長機構

榎田武孝・清忠師(東理大・理工)

§ 2-103

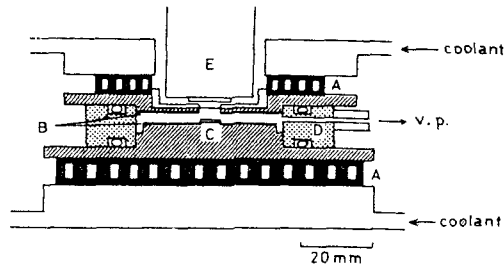
氷地に降る単結晶雪の形態と変態について研究
 1 頁に在る中で、図1に示すような低温槽
 中で、その形態と研究した。この実験によ
 り、微細氷晶の形態が、その後の成長に大
 過剰な度、結晶の粒径、その表面の構造
 等結晶にもよって、氷地を降る雪は、無
 数の結晶と推定した。昨年度（昭和57年）は、
 下法（図1右側）によって氷晶を成長させ、
 以下に述べた、単結晶の他に、多結晶氷晶
 以下の氷晶の場合には、枝状氷晶の成長
 傾向は六角板の他に非対称の六角板が
 成長傾向と氷地を降るダイアモンド
 カストの氷。これらの研究を通じて、氷地を降る
 単結晶が、その成長機構については、推定
 の域に於いては、無視出来る。氷地を降る
 氷晶の成長機構は、低温で成長する多結晶の成長

了するため、1昨年度(昭和56年)は、 -30°C を作り、種々の一差の過飽和度で氷晶を成長て、 -30°C の温度では、氷晶の形態は、数%程度の影響を及ぼし、その形態は、温度の他に、 Ca^{2+} によっている事が明らかになった。この実験は四角い結晶、ダイヤモンドダストの成長 -140°C の間の種々の一差の温度で、何田路の形態を研究した。この実験から、 -40°C から、かなり大顆度で形成されること、 $60\mu\text{m}$ が柱状氷晶の成長顆度より高く、針状氷晶の形成されること、又、実験で得られた氷晶の成長様式とは、ほぼ一致する事が明らかになった。結晶の形態と成長条件が成る程度わかっていない。そこで本年度は、水蒸気の体長させ、その成長速度・過飽和度曲線と氷晶機構を論ずる。

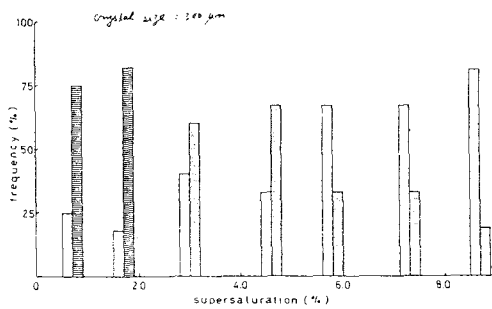
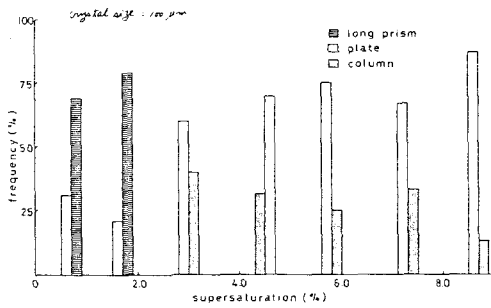
5 实验结果

氷晶は、図2に示した装置を用いて成長し、成長した氷晶の晶形変化、過飽和度依存性を以下では、長い角柱が卓越して成長する。過飽和氷晶が高頻度で成長する。一方は小さな氷晶2%以下の過飽和度では、 $100\mu\text{m}$ の氷晶と同様に、過飽和度では、角柱が卓越して成長する。近い角柱氷晶が卓越して成長することがわかる。四線と作るセルの、図3である。図3の氷晶の1000倍と1100倍面の成長速度は、過飽和の過飽和度では、両面の成長速度は、過飽和の氷晶の表面観察(図4参照)を考慮に入れた1100倍面の成長機構は、共に2次元核芽成長から推定すると、過飽和度約2%以下では、小さな実験結果をもとにして、極端に降下

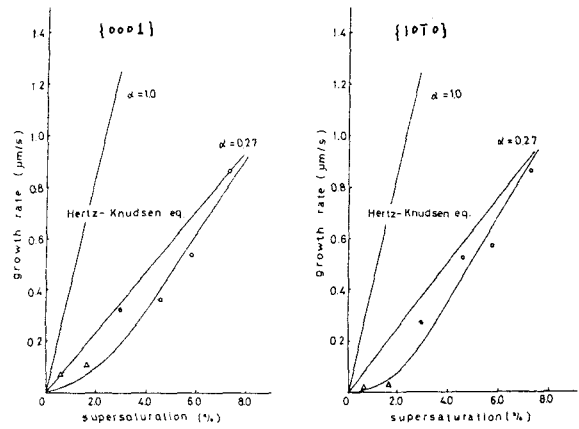
である。図2は、 -30°C 、全圧 $7 \times 10^{-1} \text{ Torr}$ の下で
 不溶。100 μm の氷晶の場合、過飽和度約2%
 飽和度約3%以上では、軸比 $\frac{c}{a}$ が1.0に近い角
 晶が成長して、300 μm の大正六角形になり、約
 2%、長い角柱が芽生えて成長するが、約3~5
 %、約6%以上の過飽和度では、 $\frac{c}{a}$ が1.0に
 近いの氷晶になり、成長速度—過飽和度
 内の子孫は、2~3%以下の過飽和度では、氷
 度になり、非線形である。一方、約3%以上
 度になり、線形である。また、 -30°C で成長し
 ても、過飽和度約3%以上では、氷晶の{0001}
 構造であると思われ、また、氷晶の表面視
 らせし構造で成長しているものと思われる。
 異なる昇温品率で成長構造と異なる。



(图1) 水晶成長装置



(图2) 水晶の晶癖变化の過飽和度依存性
(-30°C, 7×10^{-1} Torr)



(图3) 水晶の法線成長速度の過飽和度依存性
(-30°C, 全圧 7×10^{-1} Torr)

IX-3

雪結晶の発生と成長

- 雪粒との相対運動の影響 -

山下 晃, 浅野浅春, 成重和子 (大阪教大)

まえがき 自然循環型 cloud chamber を用いて、約2年間、大学の実験室と極地研究所の低温実験室等で気相から氷結晶を成長させる実験を続けてきた。その結果、約10年前に著者の1人が行った自由落下中の氷晶を成長させる一連の実験の結果と、結晶習性(habit)の温度依存は $-5, -15^{\circ}\text{C}$ など一致するものの、成長する結晶の数、結晶の種類(外形及び成長方向の差異による分類)、結晶の成長速度、二次核の数や表面及び内部の模様などの点で異なることが判明してきた。

今回は、これらの点を明らかにするために、静止雲した過冷却雲中の実験と、雪粒と成長しつつある結晶を相対運動させて行う実験の結果を比較しながら、雪結晶の発生と成長の問題の議論を進める。

実験装置 静止した過冷却雲中の実験は、自然循環型 cloud chamber を用いて行う。 -15°C 以下での実験を行うためには、この chamber を低温実験室内に設置するが、最近の結果から、大型の自然循環型の cloud chamber 内に小型の同型の chamber を設置するのが最も好都合である。なお、 -25°C 以下では、自然氷晶核の活性化のため、過冷却雲を維持することは困難である。

雪粒と結晶を相対運動させる実験も、上記の cloud chamber 中で行う。静止雲中で成長しつつある結晶を回転させる実験と、結晶を静止させ雲に流れをく吸引などを行い、強制的に作る方法とがあり、双方を実施している。

結果 静止雲中で成長する結晶は(括弧内は、その結晶が最もよく成長する温度とその温度での成長速度)、円板状結晶(-15°C , 0.4 mm/hour)・板状結晶(-3°C , 0.3 mm/hour)・針状結晶(-5°C , 2.1 mm/hour)・柱状結晶(-7°C , 0.2 mm/hour)・板状結晶(-12°C , 0.25 mm/hour)・樹枝状結晶(-15°C , 3.1 mm/hour)とへい型結晶(-20°C , $0.5\sim 2\text{ mm/hour}$)とである。また、成長する結晶の数は、雲中

に垂らした糸1cm当り(円板状結晶がらへい型結晶まで順に)、 $10\sim 50\cdot 10\sim 50\cdot 1\cdot 0.5\cdot 0.5\cdot 0\sim 1\cdot 0.1$ 以下である。この結果は糸上に自然に生ずる結晶についてのものだが、 $-6\sim -12^{\circ}\text{C}$ 及び -16°C 以下で成長する単結晶の成長速度が極めて小さいこと、及び -16°C 以下の低温ではほとんど単結晶の成長は見られないことなども考慮すると、自由落下実験の結果と静止雲中の実験の結果が著しく異なることが判る。

相対運動の効果調べた実験の結果は① $-6\sim -10^{\circ}\text{C}$ で、静止雲中及び自由落下実験では得られなかった成長方向が軸・C軸方向でない結晶が多数成長し柱状結晶の成長が見られないこと。②その他の温度では、ほぼ同様に断定できる結晶が得られるが、二次核の数や表面の模様は著しく異なること(静止雲中のものに比べ核数は多くなり模様は複雑になる)③成長速度は1.5~数倍となり④結晶の成長数も2~数倍に増えること⑤雪粒の付着が起す結晶の外形を複雑にすることなどである。

考察 すでに定量的な結果をまとめるには至っていないが、上記のような2種類の実験結果と、結晶の作り方(主として氷晶核の種類)を変えて行った自由落下実験の結果を比較してみると(例えば樹枝状結晶について)次のようなことが判る。

雪結晶が最も急速に成長する -15°C では、氷が存在し(氷飽和程度の)過飽和状態であり、でも樹枝状結晶の成長は起きるとは必ずらない、 10μ 、数 μm の微小な凍結雪粒が過冷却雲中に存在すれば、個々の雪粒は樹枝状結晶へ成長する。相対運動は、樹枝状成長の発を促進する効果がある。

雪結晶の発生の問題は、氷晶核の活性化という意味で今まで取り扱われてきたが、どのような外形の氷からどの種の結晶が生まれるかという点で、今後、低温での多結晶雲を中心に、数回の実験による研究が必要あり。

IX-4

スノーパーティクルカウンターによる吹雪観測

石本敬志, 竹内政夫 (北海道開発局 土木試験所)

吹雪時, 野外において, 飛雪粒子の大きさと速さを Schmidt¹⁾ の開発したスノーパーティクルカウンターにより連続測定し, 解析した結果, 飛雪粒子の運動の観測や, 保守の容易な吹雪計としても使えるという見通しを得た。

1) 測定および解析概要

測定に使ったスノーパーティクルカウンターの概要を図-1に示す。センサーは小型, 軽量であるため設置も簡単で仕様上-30℃, 風速50m/sまでの環境に耐えられる。測定原理はスネのスリット(WINDOW)を雪粒子が通過する際, 各々正と負のパルスが得られ, そのパルスレベルから雪粒子の大きさ, パルスの幅からスピードが測定できる。今回は雪面上25cmに設置した, スノーパーティクルカウンターによるデータと, 同じ高さに設置した捕雪ネットによる吹雪量, 顕微鏡による粒径分布などを比較した。

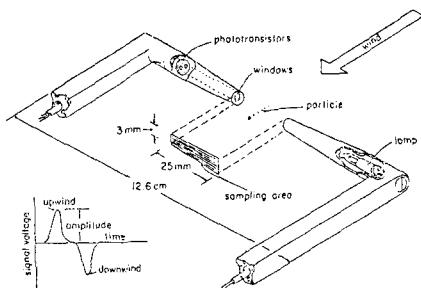


図-1. スノーパーティクルカウンターの概要。(文献1)より

データ解析の流れは図-2に示したように, 150 KHz のローパスフィルターを経て, 磁気テープレコーダに記録されたデータを小型計算機によりピーク幅やレベル, 個数などの解析を行なった。

2) 解析結果

① 顕微鏡とスノーパーティクルカウンターによる粒径分布比較

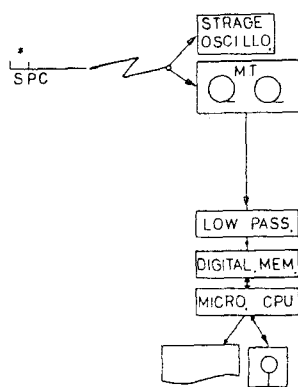


図-2. 解析の流れ

雪粒子の断面積に比例するため, この平方根を粒径と対応する量として頻度分布を図-3の下部に示した。両者とも測定対象空間を通る全粒子のうちごく一部の粒子の解析ではあるが, 統計的仮説検定の結果, スノーパーティクルカウンターによる分布が, 顕微鏡による分布と同じ母集団からの分布であることと有意水準0.2でも否定できなかった。

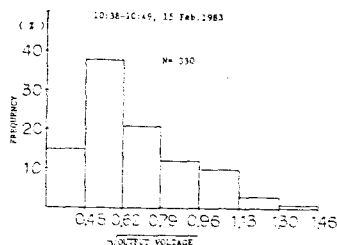
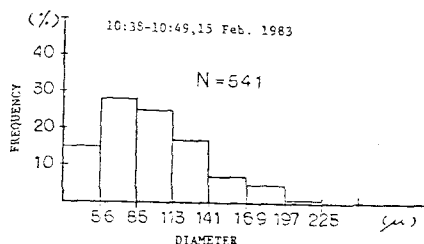


図-3. 顕微鏡(上)とスノーパーティクルカウンター(下)による粒径分布比較

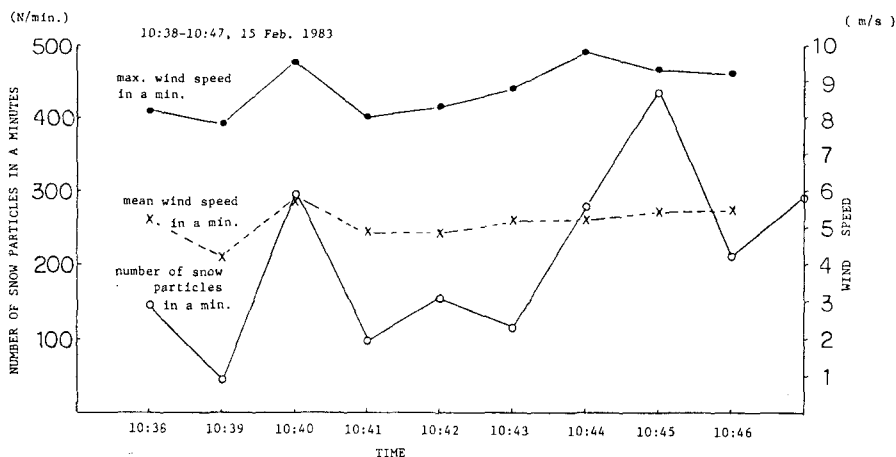


図-4. 飛雪粒子個数と風速の時間変化

② 吹雪量の推定

測定対象空間を通る全飛雪粒子についても①で述べた粒径分布が得られると仮定し、飛雪粒子の数のみを測定することに重点を置き、吹雪量も測定できる。1分毎の飛雪粒子数、平均風速、最大風速の変化を図-4に示した。最大風速は2つの極大値をもち、飛雪粒子数の2つの極大値とはほぼ対応している。次第に平均風速が強くなり飛雪粒子が増加する傾向と一致している。全粒子数を粒径分布によって分配し、質量を求め吹雪量を推定した結果、捕雪ネットによる吹雪量の数分の1であった。現在の解析システムでは全粒子を解析し切れないと思われるため、今後より一層高速なカウンターの使用を検討中である。

③ 飛雪粒子の速度

個々の粒子の速さを測定し、同一地点の雪面上0.5cmに設置した超音波風速計による風速と比較した。その結果、瞬間最大風速よりも約2倍程度、速い雪粒子を観測した。図-5がその飛雪粒子のよめとり波形である。パルスレベルは0.3と比較的小さく、他の例でも小

な粒子の場合が殆んどであった。風以外に雪

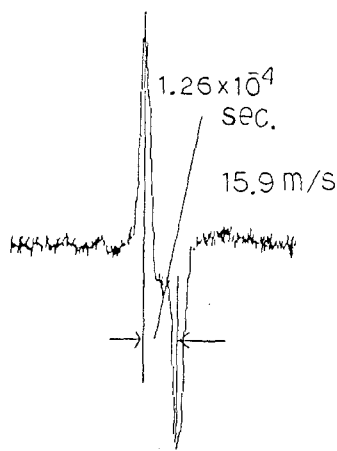


図-5. 瞬間最大風速よりも

速い飛雪粒子のよめとり波形

粒子に働く力は、以上の結果から、より大きな重い粒子が軽い粒子に衝突することによるものではないかと考えた。

粒径分布の測定結果から飛雪粒子の質量比を検討してみると、

百分の一から数十倍程度であった。

衝突による雪粒子の破壊などがあつたとしても、16m/s程度の速さに飛雪粒子になることはあり得ると考える。

1) R. A Schmidt (1977) A System that measures Blowing Snow, U.S.D.A Forest Service Research Paper RM-194

バルーン搭載用 Lyman- α /OH 湿度計山下喜弘[○]・岩坂泰信^{*}・和田 誠[●]・山内 恭[●]・小林喬郎[▲]・川口貞男[●]・平沢威男[●]

○: 気象研, * : 名大, ●: 水圏研, ▲: 極研, ▲: 福井大, 工

1. はじめに

極域の対流圏上部以上の低温・微量な水蒸気の in-situ な測定方法は未だ確立したものがない。中層大気領域の水蒸気を計る方法・測器は、従来の方法では露点計が有効な方法であったが、空間分解能の点ならび野外観測での取扱で問題があった。

そこで我々は「Lyman- α /OH 湿度計」(以後、Ly- α /OH 計と称す)での開発とその計測方法に努力してきた。第24次南極観測隊(岩坂泰信隊員)が Ly- α /OH 計を南極MAPの一環として、極域高層大気の水蒸気の鉛直分布の測定のために、高度約25 kmまで観測できるバルーン搭載用 Ly- α /OH 計をもっていった。その成果が期待されるであろうところである。

ところで、Ly- α /OH 計は、我々が試作するならば、比較的安価にできるが、それでもプロトタイプのもを業者に製作・依頼するとひじょうに高価につく、そこで数すくない Ly- α /OH 計を有効に、しかも情報量をおく得るためには、定高度バルーンに搭載することを考えている。まず定高度バルーンに搭載することの有利さは、上昇・下降時のときの情報量を得るほかに、水平(経度)方向の水蒸気の分布の変化を比較的長時間えられることである。

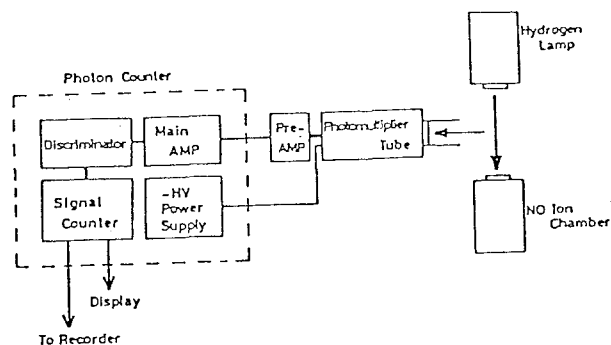
2. 定高度バルーン搭載用 Lyman- α /OH 湿度計

この湿度計の検出部の構成は、いままで開発してきた航空機搭載用のものと基本的にかわらないが、バルーンの上昇・下降または、水平移動を利用して風路系を通して、空気を取り込みをおこなう。バルーン搭載の為に、Ly- α /OH 湿度計、全体を小型・軽量化する必要がある。特に励起状態のOH基からの蛍光の光子計数処理部分(前置・主増幅部・フットンカウンタ部)を小型・軽量化することである。

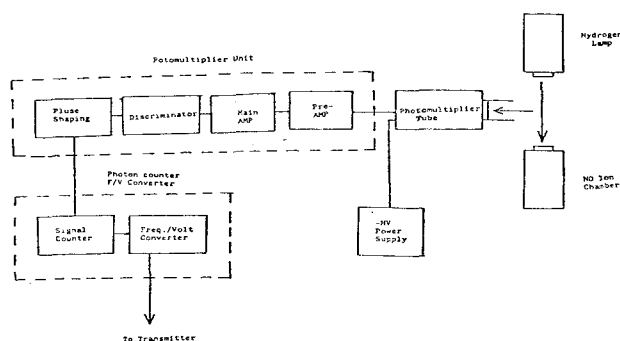
航空機用 Ly- α /OH 計のブロックダイアグラムは第1図に示してある。バルーン用のブロックダイアグラム(第2図)からわかる様に〔フォトマル・前置・主増幅部・デスクリミネータ・波形整形部〕を一体化したユニット(浜松フォトフェニクス: R585/C1050)を採用し、〔光子計数部・周波数/電圧変換部〕(寸法: 212×222×67, 重さ: 1.5 Kg) (写真 1) とに分割して軽量化をはかった。その他、高度30 Km (10 mb) 程度での放電(フォトマルの供給電源: -300~-1000 V)の対策と、-50°Cの温度にフットカウントユニット部が作動するように考慮した。

3. Lyman- α /OH 湿度計の校正方法

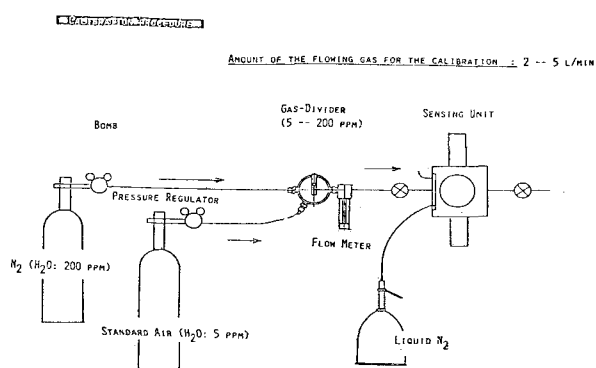
Ly- α /OH 計をバルーンに搭載し、放球するまえに、簡単に校正する方法と装置をかんがえた。まず、露点温度がしれている高純度標準度ガス(水蒸気量: 数 ppm V)と、高純度窒素ガス(水蒸気量: 約200 ppm V)のガスを排気レス・ガス分割器を通して(毎分10リットル程度)、Ly- α /OH 計の検出部に流入させて、フットンカウンタからの出力おしらべる(検定曲線をもとめる)。第3図は、その為の校正装置の配管系統図を示してある。



第1図 航空機搭載用 Lyman- α /OH湿度計のブロックダイヤグラム



第2図 バルーン搭載用 Lyman- α /OH湿度計のブロックダイヤグラム



第3図 Lyman- α /OH湿度計の校正装置

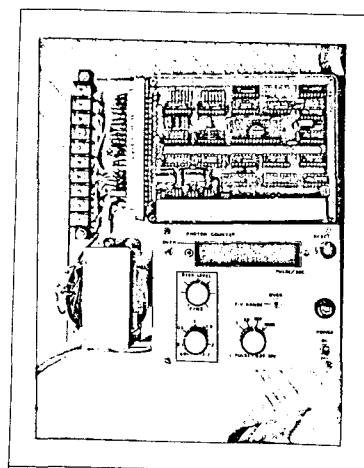


写真 1 バルーン搭載用

【光子計数部・周波数/電圧変換部】ユニット

IX-6

第25次隊用メカニカルドリルシステム

鈴木義男・新堀邦夫 (北工佐温研)

第25次隊雪氷部内はトラバース中に2基の200 m浅層掘削と多数の10 m表層掘削を行なうことになっている。これらの掘削のため、次のようなシステムを開発した。

A) 250 m浅層掘削システム

1. ウインチ W-5-250 (70kg)
2. ドリル ILTS-130F (30kg)

B) 50 m表層掘削システム

3. ウインチ W-4-50 (30kg)
4. ドリル ILTS-100A (13kg)

A) は第21次以降使用してきた150 mウインチ W-9-150, ドリル JARE-140 B, C を代替するものであるが, ウインチ, ドリルとも軽量化を試み, いずれも旧型の40%以下に抑えた。所要電力は1 kWである。

B) は、第22次以降使用してきた、ドリル ILTS-140A の代替である。所要電力は600 W。20 m程度までの掘削には、電動ウインチを用いず、ロープでドリルを吊り下げる方が簡便である。ドリル ILTS-100A は300W以下で作動するので、系電消費量も15 kg 程度でよく、2名で人力運搬でき、将来、シブシの電動ドリルの代替として期待できる。

以上その他、みずほ基地におけるサーマルドリルによる500 m中層掘削のバックアップ用として、

5. リーマー

6. ドリル ILTS-150A (35kg)

を製作した。これは、サーマル用の500 mウインチでの使用を考えている。いずれもサーマルドリルで掘削した孔を掘げる目的でウインチ操作が難しいと思われる。

極域用半導体センサー微気圧計の試作

山下喜弘（気象研）

1. はじめに

大気境界層の気象要素として風は他の量と比べて変動成分が大きくて、乱れの強さが大きいときに乱れの強さが全体の25パーセントほどにもなる。とくに大気境界層では乱れのエネルギーが生成、輸送され、熱として散逸されていく過程、およびそれら相互関係を観測から明確にしていくことが重要な課題である。また、風のエネルギーの消散として、重力波も重要な働きをしている。特に、著者らは大気境界層で観測される内部重力波が接地境界層内に形成される安定成層（逆転層）内を伝播するときの微少な圧力変動を地上、及び200m以内の高度で測定（感度： $0.05\text{ mb}/1\text{ V}$ ）できる半導体センサーを使用した微気圧計を試作した。

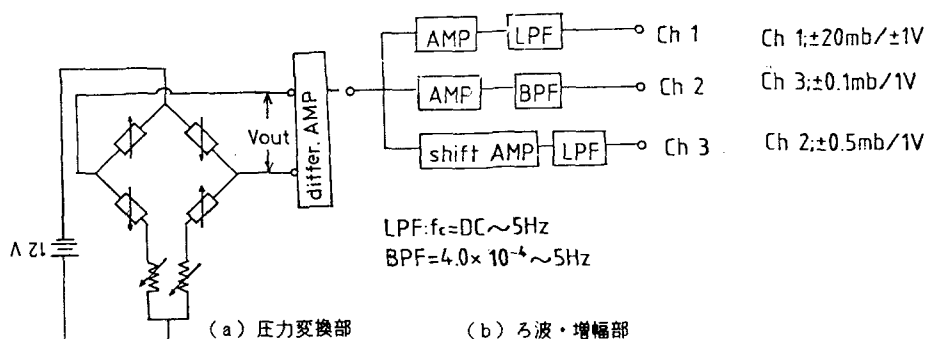
従来の微気圧計は圧力変換器に機械的（浮円筒またはベローズの）変位を利用する方式であった。さらに10数分程度の周期の変動を検出するための200リットル程度の機械的なフィルターを備えなければならず、このために、可搬型にできなかった。しかし、この半導体センサーの微気圧計はこれらの欠点がすくなく、小型・軽量・高感度・電気的信号出力と云うことで、大気境界層の微気圧の野外観測用に開発したが、極地・バルーン用の微気圧計に応用する場合にも有利であることに注目している。この種類の半導体センサーは開発されてから、既に10数年経て、半導体圧力トランスジューサーとして開発技術の進歩も著しくて、従来のものに比べて、安価・高精度のものが市販（現在、国内で7社で）されるようになり、気象の分野でも使用に耐えられるものがいくつかある。

今回は、我々の半導体センサーによる微気圧計の試作の経験から、極域大気境界層・バルーン搭載用に応用するときの問題点について若干のコメントをしてみたい。

2. 半導体圧力変換器と微気圧計の原理

1) 圧力変換部はシリコン・ピエゾ抵抗素子をシリコン・ダイアフラムの上に4素子を能動ブリッジにして、圧力差を変位電位差として差動AMP. をとおして主増幅器にいれて、必要な利得と、ろ波回路を通して記録計（MT, チャート）に出力する。

第1図 (a), (b) は圧力変換部と増幅部と、ろ波回路部分のブロックダイアグラムである。



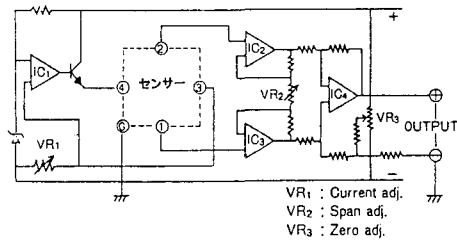
第1図 半導体センサー微気圧計のブロックダイアグラム

2) 半導体圧力変換器の仕様と代表的な回路例（第2図）

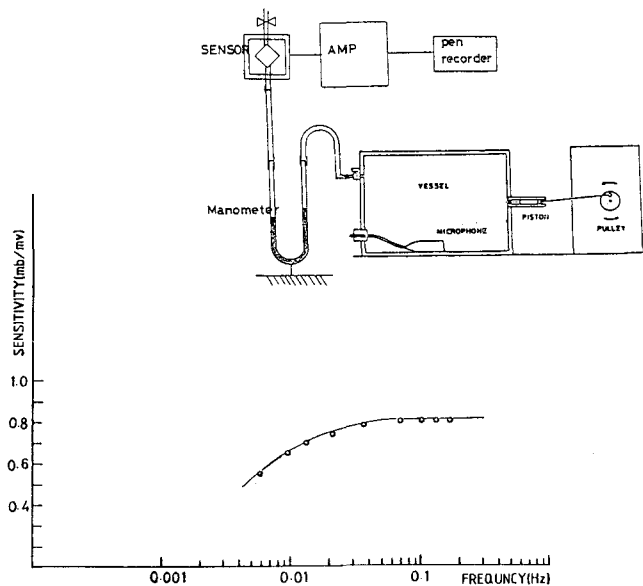
我々の使用した半導体圧力センサーは、豊田工機製（TA-0.1F）である。

semiconductor . type pressure transducer

Model TA-0.1F
 Rated pressure $0 \sim \pm 0.1 \text{ (kg/cm}^2\text{)}$
 Max pressure 150%
 Linearity/Hysteresis 1 % FS
 Thermal drift $0.02 \% \text{ FS/C}^\circ$
 Operatig Temp. $-20 \sim 80 \text{ C}^\circ$



3. 校正装置と周波数応答（第3図（a）,（b））



みずほ基地の地吹雪観測Ⅰ-地吹雪輸送量

高橋修平(北見工大), 大前宏和・石川正雄(北大低温研)
 勝島尚美(北大理学部), 西尾文彦(極地研)

第23次南極観測隊の雪氷観測の一環として、みずほ基地において1982年3月から1983年1月にかけて地吹雪の連続観測を行った。

図1に示すように、スリット型地吹雪計1点および風向追従型サイクロン地吹雪計4点を雪面上高さ2 mまでに設置し、採取地吹雪を雪面下の測定室に導びいて毎日1回測定した。さらにロケット型地吹雪計(22次隊持ち込み)4点を設置し、週一回程度に貯雪量を計量した。

図2は、地吹雪量の垂直分布(ある期間の積算値)を示すが、地吹雪量は高さに関しては-1のべき乗関係を示す。また地吹雪の高さの限界を示すような例もいくつか見られ

た。図3には、地吹雪フラックス(高さ1 m)と風速の関係を示す。風速7~8 m/sで地吹雪が発生し、それより大きい風速では、両者に相関係数0.8~0.9のかなりよいべき乗関係がみられ、べき指数が冬には8前後、夏場には5~6と季節変動する傾向を示した。これらの指数の値は、地吹雪輸送量をフラックスから求めた場合にも変わりなく、これまでの日本の平地などにおける観測値、3前後の値と比較して、いずれもかなり大きい値である。

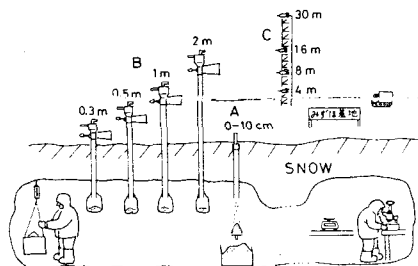


図1. 地吹雪観測システム概略図

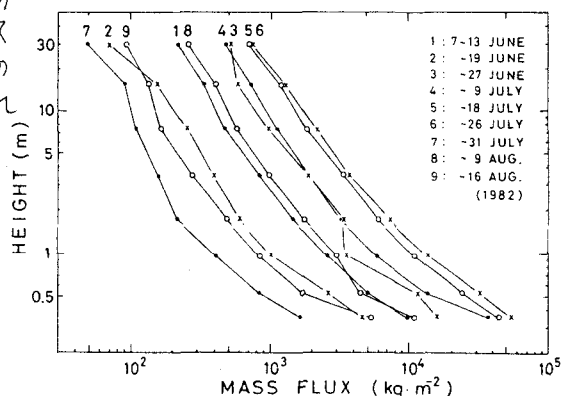
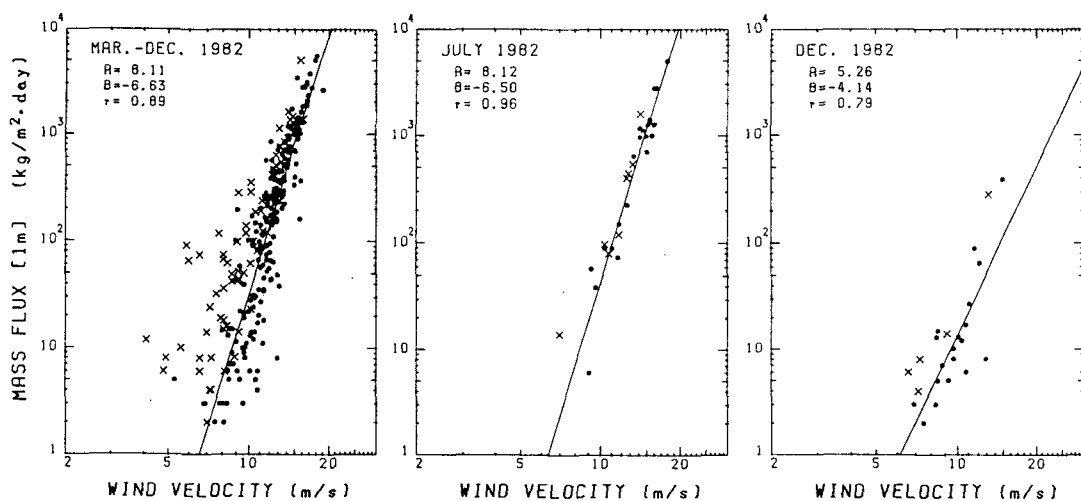


図2. 地吹雪量の垂直分布



(a) 3月~12月 (b) 7月 (c) 12月
 図3. 1 m高地吹雪フラックスと風速の関係

みずほ基地の地吹雪観測Ⅱ－地吹雪の諸性質

高橋脩平（北見工大），大前宏和・石川正雄（北大低温研）
 勝島尚美（北大理学部），西尾文彦（極地研）

1. 視程と地吹雪

南極みずほ基地においては，地吹雪による視程減少のため，視程と風速との間に強い負の相関が観測される。図1に毎日15時の視程と風速の関係を表す。地吹雪の発生する風速8 m/s以上で降雪日を除く時，両者はよいべき乗関係にあり，その指数は $-6 \sim -8$ であった。また，日射量の少ない冬場は夏に較べて約 $1/10$ 小さい視程を示した。

2. 安息角

スリット型地吹雪計（高さ0~10cm幅1cmのすきま）から導いた地吹雪粒子を直径20cmの円板に堆積させて安息角を測定したところ，通常地吹雪で 70° 前後，降雪を伴う時には $80^\circ \sim 90^\circ$ の値を示した（図2）。これは通常地吹雪時には粒子が一般に丸く，降雪時には角ばっているためと説明される。これまで“みずほ基地のように地吹雪の強い地帯では困難とされていた降雪量の見積りを，この差異により推定できる可能性がある。

3. 地吹雪粒子の終端落下速度

地吹雪現象を拡散現象とみなす時，地吹雪の空間密度勾配による垂直輸送能力と終端落下速度が平衡するとされているが，その落下速度の実測はこれまでほとんどなされたことがなかった。今回，測定室に導びいた地吹雪粒子について測定を試みた。

測定は，図3に示すように，スリット光源の前に設けた回転シャッターによる断続光の中で，落下粒子の撮影を行ない，写真の軌跡（図4）により，落下速度を得た。

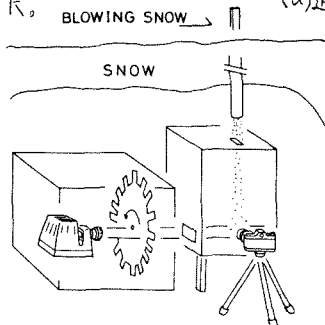


図3. 落下速度測定概略図

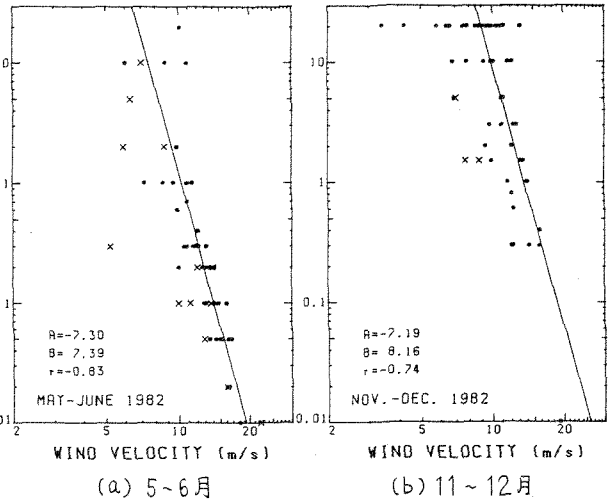
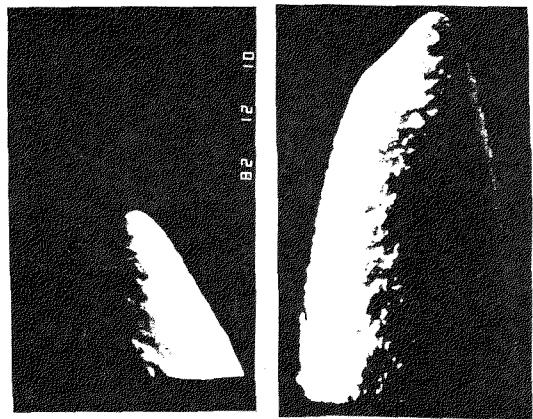


図1. 視程と風速の関係



(a)通常地吹雪時 (b)降雪時

図2. 地吹雪粒子の安息角

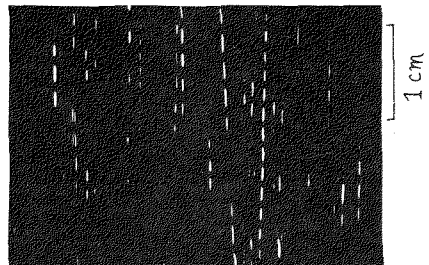


図4. 測定例

カタバ風の広域特性

井上治郎 (京大・防災研)

これをみずほ高原のカタバ風について、主として Ball (1957) の理論で記述されている。即ち、風速は地表面の傾斜が小さくなるにつれて弱くなり (Inoue et al., 1983)、風向変化については、冬は午前中に、夏は冬に比べて反時計回りになるという事実 (宇田, 1973) である。JARE-22 (Polex-South) では、みずほ高原の広域移動観測を行い (図1参照)、地上風と上層風を調べた。その結果、最奥部の V142 では、冬 (10月) の方が、夏 (2月) に比べて、最も風向が、反時計回りになるという逆の事実が明らかにあった (図1のバートル参照)。10月は2月と比べて平均気温が約20℃低いので、これら2つの風向は冬と夏の風系を代表するものがあると考えられ、雪面上のサスツルダの方向とも一致している。内陸の3000m以上の高原部では、雪面上の削刺模様に2つの卓越風系が存在することは、Watanabe (1978) によって指摘されているが、今回観測された風向は、ほぼ一致している。

両者の特徴的なことは、東寄りの風について、up-slope wind であることである。このような現象は、斜面下降風の理論のみでは説明がつかず、一般場の気圧傾度を考慮に入れなければならぬ。V142で観測された上層風から求めた気圧傾度力は、地表逆転を伴う水平温度勾配により、2次のカタバ風にくらべて、平均して約2倍の大きさになるので、一般場の影響が強く出る。V142では、500m上空における風向は、10月がENE、2月がSSEに集中していた。従って地上風の卓越風向の季節変化は、上層風の影響である。

一方みずほ基地周辺では、地表面傾斜がV142の4倍強くなる。みずほ高原では、場所による逆転の強さの違いはあまりみられなかった。カタバ風は一般場の気圧傾度力にくらべて2倍になる。この結果、合成カの方向は最大傾斜線からずれるが小さくなり、上層風が西風の時以外は地上風は殆ど

東向きになり、みずほ基地の地上風向の一定性が説明される。

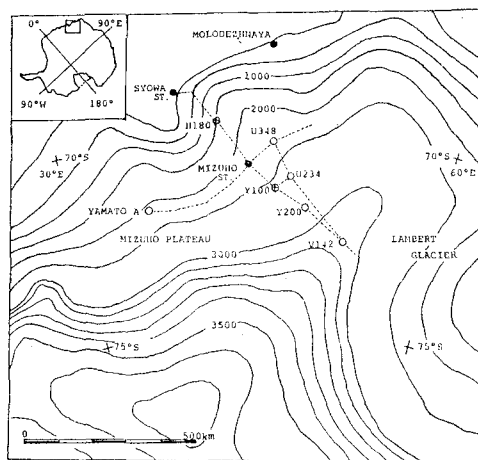


図1. みずほ高原と移動観測点 (○)

● = 基地 ⊕ = 無人観測点

コンター間隔は 3000m 以下 = 500m
3000m 以上 = 100m

Station	Altitude (m)	Surface inclination (m/km)	Surface flow-line (°)
Y100	2584	3.0	325
Y200	2840	2.8	315
V142	3076	1.0	40
U234	2644	2.6	305
U348	2403	3.3	315
Yamato A	2217	7.8	325
Mizuho Station	2230	3.9	310

みずほ基地のカタバ風の数値シミュレーション

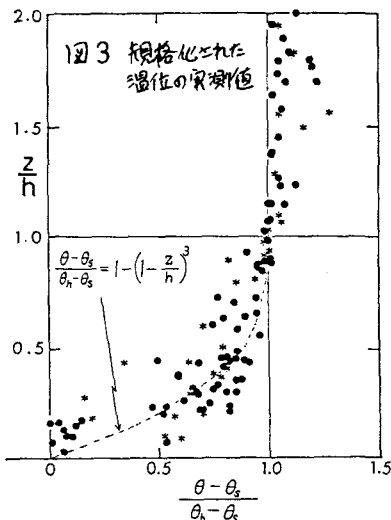
安達隆史 (日本気象協会)・川口貞男 (国立極地研究所)

1. はじめに みずほ基地でなされた高層気象観測のデータを解析し、斜面効果が顕著と思われる26個のデータを選び、カタバ風の厚さ等を規格化した後に平均し、温位と風の鉛直分布を得た。さらに風の鉛直分布について、解析解と数値解を用いてシミュレーションを実施したので報告する。

2. みずほ基地の地形 沿岸から約250kmの内陸にあり、高度は2230m、斜面の傾斜は約0.003、斜面の方向は図1に示したように北から右まわりに300度である。

3. カタバ風の鉛直分布の観測例 図2(a)は130m以下に風速の最大値がある例で、図2(b)は130~500mの間にあり例である。温位鉛直分布は両者とも地表付近に大きな勾配を伴っている。温位の鉛直勾配が上層の外挿値からはずれる高さをカタバ風の厚さ(h)とした。

図2(a)のパタンのデータが26個、図2(b)のパタンが7個みつかったため、前者を中心にまとめた。



4. 温位の平均的な鉛直分布と斜面効果の推定

図3に観測値を示し、図4にはその平均値を示した。さらに斜面効果を指数関数で近似した。

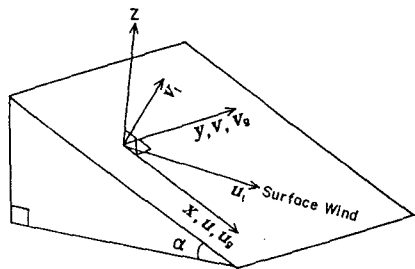
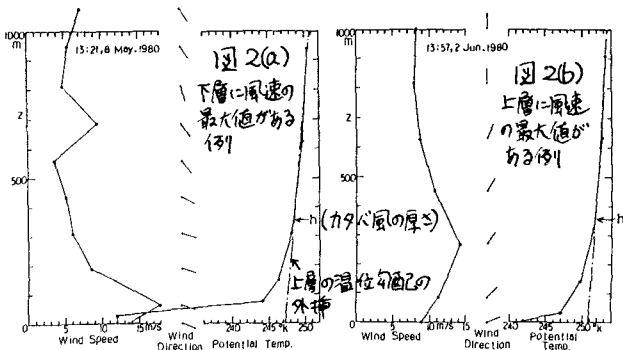
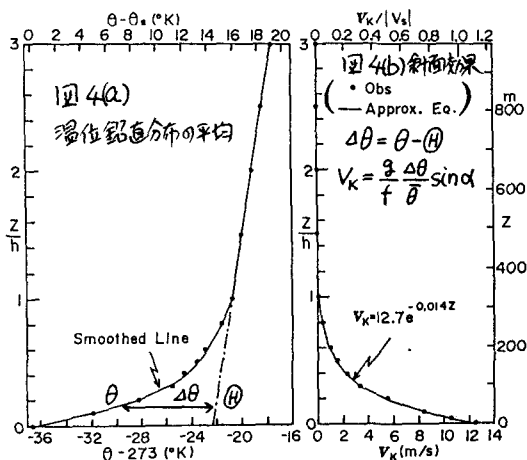
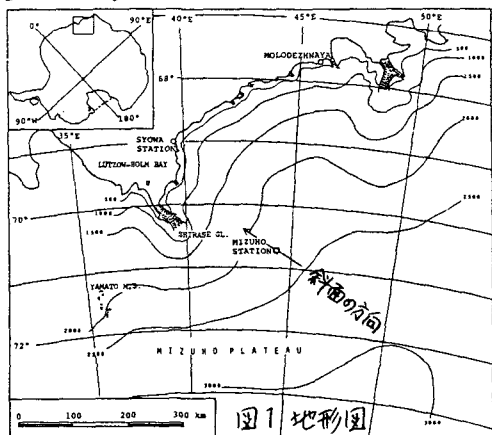


図5 座標系

5. 風速成分の平均的な鉛直分布と一般場の地衡風の推定

図5に2つの座標系を示した。図6は地表風向に準拠した座標成分の風速の平均値を示し、図7はそれを斜面方向に準拠した座標成分の風速に変換したものを示している。この図を利用して、一般場の地衡風を上層の風速にフィットして成分毎に地上まで直線外挿することによって推定した。

ただし $z^* = z/h$, $u_g^* = u_g/|V_g|$, $v_g^* = v_g/|V_g|$

6. 地衡風の合成

図8には図7で求めた一般場の地衡風(u_g, v_g)に、図4(b)に示した斜面効果(v_k)を加えたものを示した。

ただし $v_k^* = v_k/|V_g|$, $u^* = u/|V_g|$, $v^* = v/|V_g|$

図8(a)には斜面効果が現れているが、座標系を斜面方向に準拠しているのので、等高線と平行な方向(v_k)にのみ斜面効果が現れる。図中の黒丸は実測風成分である。 u, v には斜面効果の影響があると思われる。

7. 定常状態のカタバ風の解析解

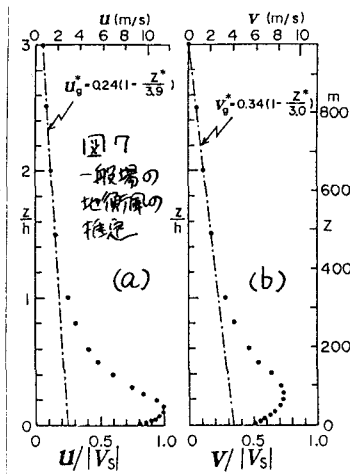
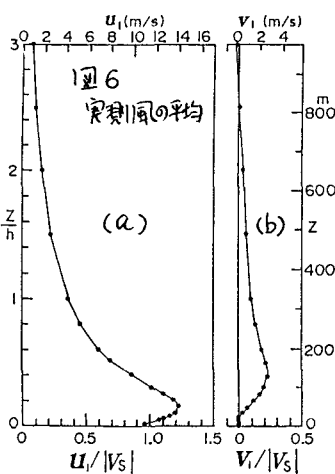
$$\begin{cases} -f(v - v_{gk}) = K \frac{d^2 u}{dz^2} \\ f(u - u_{gk}) = K \frac{d^2 v}{dz^2} \end{cases} \quad \left(a = (f/2K)^{1/2}, i = \sqrt{-1} \right)$$

$$u_{gk} = u_g + u_k, \quad u_k = 0$$

$$v_{gk} = v_g + v_k, \quad v_k = v_{k0} e^{-bz}$$

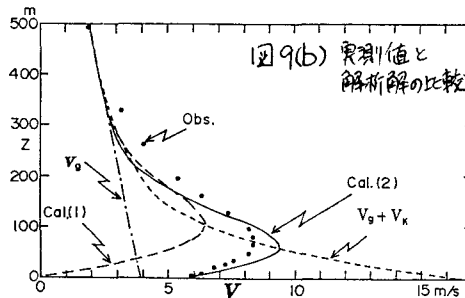
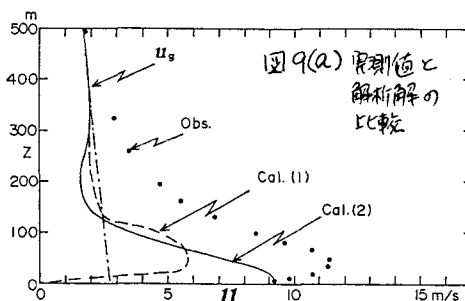
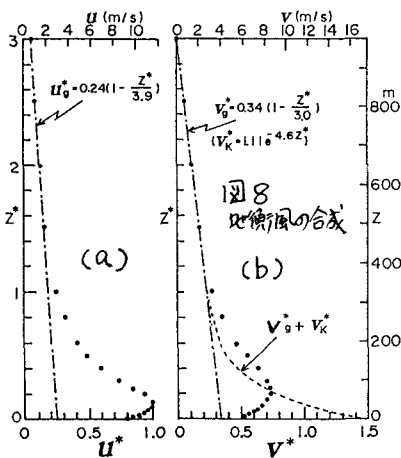
$$u_g = u_{g0} (1 - z/h_u) \quad \begin{cases} z \rightarrow \infty, V \rightarrow V_{gk} \\ \textcircled{1} z = 0, V = 0 \\ \textcircled{2} z = z_1, V = V_1 \end{cases}$$

$$v_g = v_{g0} (1 - z/h_v)$$



$$(1) V = V_g - V_{g0} e^{-(1+i)az} - \frac{2a^2 v_{k0}}{2ia^2 - b^2} \left\{ e^{-bz} - e^{-(1+i)az} \right\}$$

$$(2) V = V_g + (V_1 - V_g) e^{-(1+i)a(z-z_1)} - \frac{2a^2 v_{k0}}{2ia^2 - b^2} \left\{ e^{-bz} - e^{bz_1 - (1+i)a(z-z_1)} \right\}$$



8. 数値シミュレーション

Adachi (1979; Antarct. Rec., 1983; Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spc. Issue, 29) と同様に風向風速、乱流指数係数を未知数とする方式をとった。

定常状態のカタバ風の解析解

安達隆史 (日本気象協会)

1. はじめに 定常状態を、一様な斜面に沿って流れるカタバ風について、新しい解析解を得たので報告する。

冷えた斜面は局地的な気圧傾度に影響を与え、温度風となるから地衡風の鉛直勾配を生じさせる。従って、ここでは斜面の効果を地衡風の鉛直分布の中に含ませ、地衡風の鉛直分布のパターンを仮定して、大気境界層の運動方程式を解く。ただし、残念ながら乱流拡散係数の高度変化を取入れて解析解を得ることは困難であったので、それは数値解にゆずることとして、ここでは乱流拡散係数は高度変化しないとして仮定した。また、南極大陸等の大きな斜面に適用するために、コリオリの力は考慮するとはした。

2. 従来の解析解との関連

Mendenhall (1967) と Wijn-Nielsen (1974) は地衡風の直角2成分毎に高さの一次式を仮定した場合の解を研究した。また、Mahrt と Schwerdtfeger (1970) は斜面効果を高さの指数関数として解析解を得ている。

本研究では、これらを特別な場合として含む、より一般的な地衡風の鉛直分布を仮定する。それは、一般場の地衡風は直角2成分毎に高さの一次式を仮定し、斜面の効果は高さの指数関数と仮定し、これらを重合した地衡風を仮定するものである。

また、上側の境界条件は上層で風が地衡風に収束するとして、下側の境界条件はどこか一高度の予測風を与えるとして置いた。従って、地表で風速が零となる条件は特別な場合として二の中に含まれることになる。

3. 運動方程式

$$-f(v - v_{gk}) = K \frac{d^2 u}{dz^2} \quad (\text{図1の座標軸を参照})$$

$$f(u - u_{gk}) = K \frac{d^2 v}{dz^2}$$

$$u_{gk} = u_g + u_k, \quad u_k = 0$$

$$v_{gk} = v_g + v_k, \quad v_k = v_{k0} e^{-bz}$$

$$u_g = u_{g0} (1 - z/h_u), \quad (v_{k0}, b, u_{g0}, v_{g0})$$

$$v_g = v_{g0} (1 - z/h_v), \quad (h_u, h_v \text{ は定数})$$

4. 境界条件

$$z \rightarrow \infty, \quad v \rightarrow v_{gk}$$

$$z = z_1, \quad v = v_1, \quad i = \sqrt{-1}$$

$$\text{ただし } v = u + iv, \quad v_{gk} = u_{gk} + iv_{gk}$$

5. 解析解

$$v = v_g + (v_1 - v_{g1}) e^{-(1+i)a(z-z_1)}$$

$$- \frac{2a^2 v_{k0}}{2ia^2 - b^2} \left\{ e^{-bz} - e^{bz_1 - (1+i)a(z-z_1)} \right\}$$

$$\text{ただし } v_g = u_g + iv_g, \quad a = (f/2K)^{1/2}$$

6. 南半球での解

$$\text{ただし } A = a(z-z_1) \text{ とおく。}$$

$$u = u_g + \{ (u_1 - u_{g1}) \cos A - (v_1 - v_{g1}) \sin A \} e^{-A}$$

$$- \frac{2a^2 v_{k0} e^{-bz}}{4a^4 + b^4} b^2$$

$$+ \frac{2a^2 v_{k0} e^{-bz_1 - A}}{4a^2 + b^4} (b^2 \cos A + 2a^2 \sin A)$$

$$v = v_g + \{ (v_1 - v_{g1}) \cos A + (u_1 - u_{g1}) \sin A \} e^{-A}$$

$$+ \frac{2a^2 v_{k0} e^{-bz}}{4a^4 + b^4} 2a^2$$

$$- \frac{2a^2 v_{k0} e^{-bz_1 - A}}{4a^2 + b^4} (2a^2 \cos A - b^2 \sin A)$$

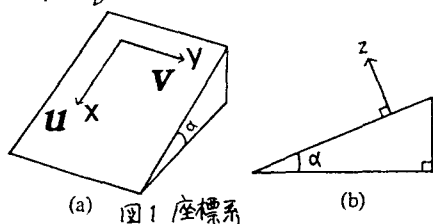
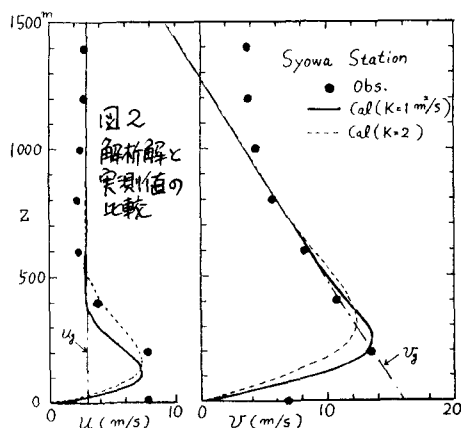


図1 座標系



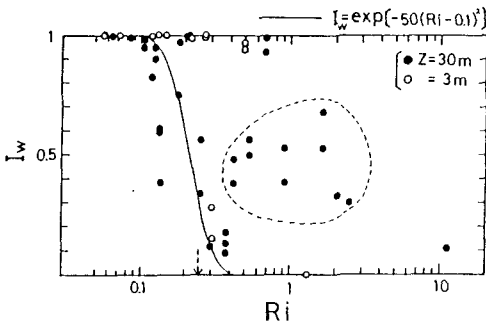
XI-3

臨界リチャードソン数付近の乱流特性

干 葉 修(高知大・理)・小 林 俊 一(北大低温研)

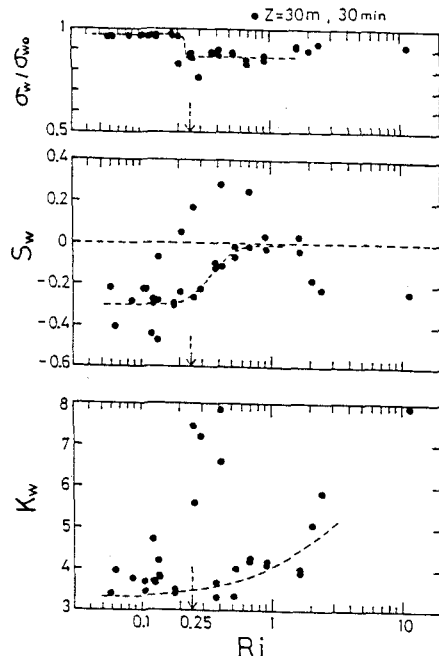
1980年8月～1981年1月までの期間、小林はみずほ基地において超音波風速計を用い高度3 mと30 mでの風速鉛直成分を観測した。本研究は、接地気層の安定側でみられる特徴的なふるまい(例えば、波動が混在したり、あるいは静流から乱流への遷移)を示すデータを解析し、臨界リチャードソン数(Ri 数)付近の乱流特性を調べることを目的としている。以下にその結果を述べる。

間欠乱流の程度を具体的に示す量として間欠因子 I_w (w は鉛直成分を示す)がある。一般に I_w の評価は、全観測時間(今回は30分)に対する乱流の起きている時間の割合で示されるが、実際には記録を小さく刻んで、連続的に10秒毎に計算した w 成分の標準偏差 σ_w が10 cm/s以上の時に乱流が起きていると判定した。この10 cm/sを判定の基準として選んだ理由は、1つには、生データを読み取って得た風速値の分解能が1 cm/s以上であること、第2には、鉛直方向の乱れの強さ σ_w/\bar{U} (\bar{U} は平均風速)と Ri 数の関係を求めたところ、 $z=30$ mでは Ri 数に関係なく $\sigma_w/\bar{U}=0.015$ 程度であり、定常的に吹いているカタバ風を $\bar{U}=10$ m/sとすると最小見積もっても $\sigma_w=15$ cm/s位の乱れが期待されることによる。図1は、間欠因子 I_w と Ri 数との関係を示す。 $z=3$ mでの値は、 $Ri \geq 0.2$ で間欠乱流が始まっている。これは Kondo et al. (1981) の気温変動のふるまいと似ている。



〔図1〕 I_w と Ri との関係

一方、 $z=30$ mでは、 $Ri=0.4$ 近辺を境にして2つの領域に分けられる。 $Ri \leq 0.4$ の領域では近似的に $I_w = \exp[-50(Ri-0.1)^2]$ (但し、 $Ri \geq 0.1$) で表現できそうである。破線で囲んである $Ri > 0.4$ に属するデータは、その生データに共通の性質を持っている。つまり、約10秒程度の卓越した周期をもつ波を含んでいる。このことは、FFT処理を施したスペクトル解析の方からもモニターすることができた。このように臨界 Ri 数付近では波動が混在しているのは否定しがたい事実である。そこで、乱れそのものへの波の影響を除くために生データに0.05 Hzの数値ハイパスフィルターをかけ、生データから直接求めた σ_{w0} とフィルター通過後のデータから求めた σ_w との比 σ_w/σ_{w0} と S_w (歪度) 及び K_w (尖度) と Ri 数の関係が図2に示される。 $Ri \geq 0.25$ を境にして波動の影響の大きいことが、 σ_w/σ_{w0} と S_w のふるまいに顕著にあらわれている。



〔図2〕 フィルター通過後の乱流統計量

XI-4

カタバ風の二次元数値モデリング (2)

葛納寺 信崇 (東大・理)

はじめに

冬期の南極大陸上の大気の子午面循環, 熱バランスを理解するために, 軸対称二次元の数値モデルを開発中である。このモデルで表現されたカタバ風について報告する。

モデル

< 方程式系 >

軸対称・静水圧平衡を仮定した非弾性系方程式系を用いる。円筒座標系を用いると、

$$\left\{ \begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t}(\rho D r \dot{r}) + \frac{\partial}{\partial r}(\rho D r \dot{r} \dot{r}) + \frac{\partial}{\partial s}(\rho D r \dot{r} \dot{s}) - \rho D r \dot{r} \dot{\theta} (\dot{r} + \dot{\theta}) \\ &= -C_D \rho D r \left\{ \frac{\partial \dot{r}}{\partial r} + (1-s) \frac{\partial D}{\partial r} \frac{\partial \dot{r}}{\partial s} \right\} \\ &+ \frac{\partial}{\partial r}(\rho D r K_H \frac{\partial \dot{r}}{\partial r}) + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\rho r K_{Nv}}{D} \frac{\partial \dot{r}}{\partial s} \right) \\ & \frac{\partial}{\partial t}(\rho D r \dot{\theta}) + \frac{\partial}{\partial r}(\rho D r \dot{\theta} \dot{r}) + \frac{\partial}{\partial s}(\rho D r \dot{\theta} \dot{s}) + \rho D r \dot{\theta} (\dot{r} + \dot{\theta}) \\ &= \frac{\partial}{\partial r}(\rho D r K_H \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial r}) + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\rho r K_{Nv}}{D} \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial s} \right) + \rho D r \left(\frac{\partial \dot{\theta}}{\partial t} \right)_{\text{eddy}} \\ & \frac{\partial}{\partial t}(\rho D r \dot{s}) + \frac{\partial}{\partial r}(\rho D r \dot{s} \dot{r}) + \frac{\partial}{\partial s}(\rho D r \dot{s} \dot{s}) \\ &= \frac{\partial}{\partial r}(\rho D r K_H \frac{\partial \dot{s}}{\partial r}) + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\rho r K_{Tv}}{D} \frac{\partial \dot{s}}{\partial s} \right) + \rho D r \left(\frac{\partial \dot{s}}{\partial t} \right)_{\text{RAD eddy}} \\ & \frac{\partial}{\partial t}(\rho D r \dot{r}) + \frac{\partial}{\partial s}(\rho D r \dot{r} \dot{s}) = 0, \quad \frac{\partial \pi}{\partial s} = \frac{D g}{C_D \theta} \theta \end{aligned} \right.$$

座標軸は r, θ, s で, s は次のように定義される。

$$s = (z - z_g) / D, \quad D \equiv z_T - z_g$$

(z_T はモデルの top の高さ)

(z_g は地面の高さ)

K_{Mv}, K_{Tv} は Yamada (1975) のパラメタリゼーション, 大気の放射による冷却 ($\frac{\partial \theta}{\partial t}$) は Sasamori (1968) による。

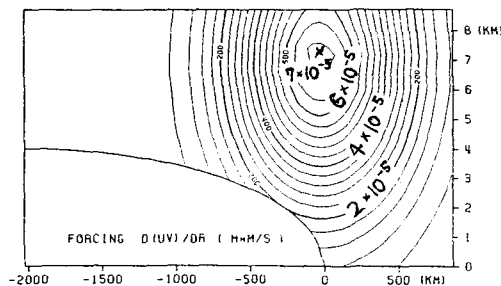


図1. $(\partial(r\dot{\theta})/\partial t)_{\text{eddy}}$.

$(\partial(r\dot{\theta})/\partial t)_{\text{eddy}}$ は transient eddy, standing eddy による角運動量の輸送による項で, FGG III b data を元にして, 図1のような値を2.5日以後与える。0~1.5日まではほとんど0, 1.5~2.5日にかけ図1の値に近づく。現時点では, $(\partial\theta/\partial t)_{\text{eddy}} = 0$ であるが, モデルに組み入れるべき量である。

< 初期条件 >

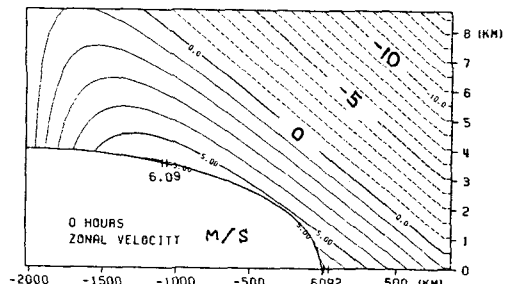
$r\dot{\theta}$, 温度 $T (= \theta/\pi)$ の初期条件をそれぞれ図2, 3に示す。 $r\dot{\theta}$, θ は地衡風バランスをしていいる。また, $\dot{r} = 0$ である。

< 境界条件, 地形 >

地形は既に図1-3に示したような断面。

境界条件は,

- ▶ 地面 ($s=0$) で $\dot{r} = \dot{\theta} = \dot{s} = 0$, θ は熱バランスにより与える。
- ▶ モデルのトップ ($s=1$) で $\dot{r} = 0$, $\dot{\theta}$, π は $t=0$ の値で一定。
- ▶ $r=0$ (対称軸) で $\dot{r} = \dot{\theta} = \partial\theta/\partial r = 0$
- ▶ $r=R$ (右の境界) で $\dot{r} = \partial(r\dot{\theta})/\partial r = \partial\theta/\partial r = 0$



結果

積分開始後、4日目以後には異の場はほぼ定常になる。6日目の結果を図4-7に示す。

(i) 図4,5に海岸から350 km, 高さ2250 m, 傾斜 2.9×10^{-3} の地点の温度・風速プロファイルを示す。高さ250 m, 強さ20 °Cの逆転層ができて、その層内で厚さ200 m, 強さ20 m/sの異が吹いている。風速最大値は鉛直温度傾度の大きい高さの下にある。

(ii) 図5,7に海岸から1400 km, 高さ3800 m, 傾斜 0.6×10^{-3} の地点の温度・風速プロファイルを示す。高さ450 m, 強さ22 °Cの逆転層ができて、層内の風速最大値は、11 m/s程度である。

温度が観測値よりも低い事を除いて、温度・速度の構造は正しい観測値とあっていようである。

問題点

温度が定常でなく、約 $1.5^\circ\text{C}/\text{day}$ の割合で冷え続けている事が重大な欠点である。この欠点は、(i) 非軸対称成分による熱輸送の効果 (20%) eddy をモデルに入れる事 (ii) White and

Bryson (1967) や Rubin and Weyant (1963) に示されるような 3 mm/sec の下降流を表現する事 (現在のモデルの下降流は $1 \sim 1.5 \text{ mm/s}$ 程度) の二点で解決できそうである。両者ともに $0.7^\circ\text{C}/\text{day}$ 程度の加熱が期待される。(i) はモデルに加熱項を付け加えるだけで解決するが、(ii) の解決策はまだない。 3 mm/s の下降流が何によって維持生成されているかを明らかにする事が今後の課題であり、大気循環を

図4. 温度プロファイル(i)

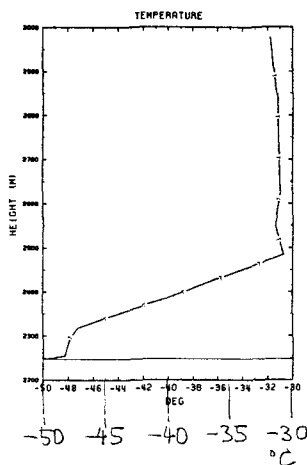


図5. 速度プロファイル(i)

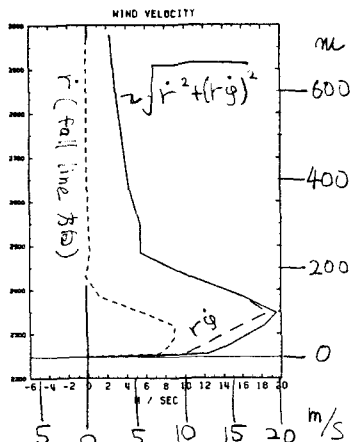


図6. 温度プロファイル(ii)

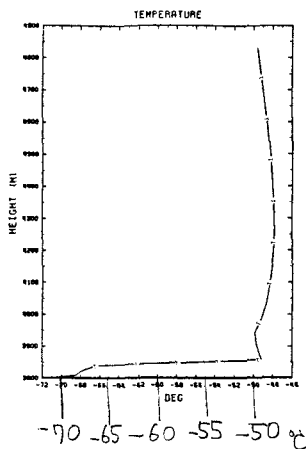
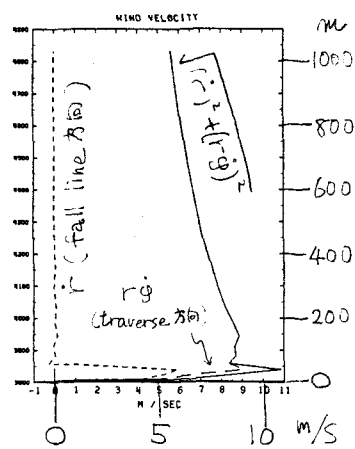


図7. 速度プロファイル(ii)

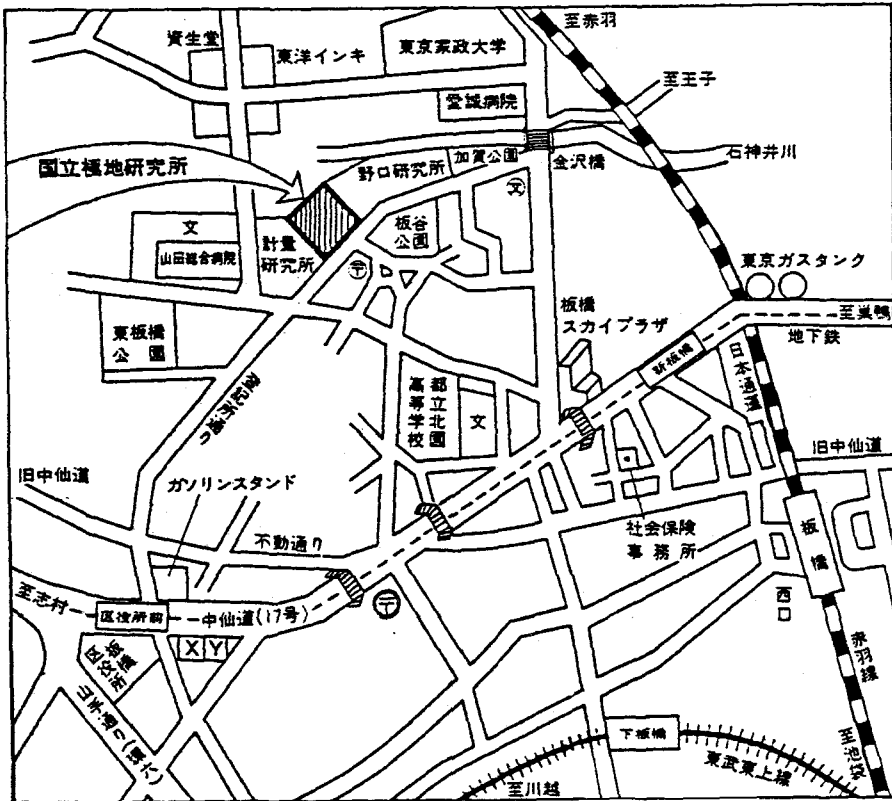


理解する上でも重要なポイントである。

記号の意味

r, θ, ϕ ... それぞれ r (動径) 方向, θ (緯度) 方向, ϕ (経度) 方向の速度。
 θ ... 基本温度 θ_0 から s のずれの温度
 $\pi = (P/P_0)^{R/c_p}$ P は気圧, P_0 は基準の気圧。
 K はガス定数, C_p は定圧比熱, f はコリオリ
 $1/\sigma \times g$, g は重力加速度, σ は空気の密度。

案 内 図



- 国電（赤羽線）板橋駅下車徒歩13分
- 地下鉄（都営三田線）板橋区役所前下車徒歩7分

国立極地研究所

東京都板橋区加賀1-9-10

電話 (03)962-4711